Vol. 14, No. 3, 2022, pp. 37–64 ISSN (Print): 2008-7306 ISSN (Online): 2423-5865

Journal of Economic Geology

https://econg.um.ac.ir

RESEARCH ARTICLE 10.22067/ECONG.2022.70403.1023 OPEN ACCESS

Petrogenesis of A-Type Khorasanlu Granitoid, Southeast of Zanjan: evidence for Eocene Extensional Magmatism, in Western Alborz, Iran

Mojgan Salavati *

Assistant Professor, Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 21 September 2021
Revised: 26 February 2022
Accepted: 26 February 2022

Keywords

A type- granitoid
Extensional magmatism
Western Alborz
Zanjan
Iran

*** Corresponding author**

Mojgan Salavati
Salavati@laiu.ac.ir

ABSTRACT

Khorasanlu intrusive body with monzonite to granite composition is located 75 km south-east of Zanjan city in the Western Alborz. This intrusive body has intruded into the Eocene rocks of the region. Based on petrographic and geochemical studies, the Khorasanlo intrusive complex have alkali-calcic to alkaline nature and are peraluminum and ferroan. Enrichment of light rare earth elements, relatively high amounts of HFSE compared to other granitoids, high Ga/Al ratio and placement of samples in the A-type granitoids field on the discrimination tectonic setting diagrams, indicate that the Khorasanlu intrusion mass is A_2-type granitoid and was generated in the post-collisional setting. It seems that the tension resulting from the rollback or increase of the subducted plate dip and asthenosphere uplifting, after the compressional tectonics regim, caused the melting of the crust and generation of the Khorasanlo young alkaline granitoids.

How to cite this article

Salavati, M., 2022. Petrogenesis of A-Type Khorasanlu Granitoid, Southeast of Zanjan: evidence for Eocene Extensional Magmatism, in Western Alborz, Iran. Journal of Economic Geology, 14(3): 37–64. (in Persian with English abstract)
https://doi.org/10.22067/econg.2022.70403.1023

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Different types of magmatism are found in large igneous rock states (Ernst 2014; Jowitt and Ernst, 2013; Hari et al., 2018). In Iran have been reported many types of granitoid rocks I, S, and A, at different times and geological settings and recently, there have been many reports about the presence of A-type granite in different parts of Iran, which are generally the result of post-collision extensional activity (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012, Shafaii Moghadam et al., 2015; Azizi et al. 2017; Honarmand et al., 2017). Recent studies on tertiary magmatism in Alborz show the effect of the subduction pattern in the region as continental magmatism (Valizadeh et al., 2008) .In Zanjan province, in the western part of the Alborz mountain range, the Khorasanlu granitoid mass is exposed into the Eocene rocks. This paper has been attempted to study the geochemistry of the Khorasanlu granitoid mass as a part of the Alborz-Azerbaijan Tertiary magmatism from the viewpoint of genesis and tectono-magmatic setting.

Materials and methods

For this study, 60 rock samples were collected from different types of intrusive. After microscopic studies, 16 samples were chosen and were analyzed in SGS Lab in Toronto, Canada. Major elements by the ICP-95A method and trace elements by the IMS-95A method were analyzed. than in the following, with IGPET and GCDKIT software were drawn diagrams and interpreted and analyzed.

Geological of the study area

The studied body is located 75 km south-east of Zanjan city and north of Abhar and adjacent to the villages of Gawdara and Alvand. The studied area is located between the structural zones of the West-Alborz - Azerbaijan (Nabavi, 1976), Central Iran (Stöcklin, 1997), as the northeast of the study area is a part of the Soltanieh Mountains. The Paleozoic and Mesozoic Alborz formations are outcrop there; in general, almost all parts of the area are covered by Cenozoic sedimentary units and igneous rocks.

Result and Discussion

Field and petrographic studies of the Khorasanlu mass, representing a variety of monzonite, quartz monzonite to granite in these rocks. The dominant texture of these rocks is granular to porphyry granular, and is less visible to perthitic, granophyre, graphic, poikilitic, and sometimes mirmecitic texture. The dominant volume of rocks is formed by alkali feldspars, plagioclase and quartz. Also, biotite, pyroxene, amphibole (green hornblende), and opaque minerals are visible in rocks. Based on the results of the geochemical analysis of the studied samples have, the SiO_2 56.04 to 71.2 wt.% contents, relatively low TiO_2 contents (0.00 to 0.84 wt.%), relatively high Al_2O_3 (12.6 to 17.2 wt.%), Low CaO and MgO content (1.5-23.5 wt.% and 0.1-44.49 wt.% respectively), high Alkali contents (Na_2O 2.9 to 3.7 wt.% and K_2O 4.50 to 6.48 wt.%) and Fe_2O_3tot contents between 2.81 to 7.37 wt.%.

The studied granitoid rocks in the chondrite-normalized spider diagram show subparallel, linear and homogeneous REE profiles with a moderate positive slope from HREE to LREE, the REE patterns have a low ratio of LREE/HREE, highly fractionated LREEs, enrichment of LREE $(Ce/Yb)_N$ =2.29 to 4.66), and significant negative Eu anomaly. A high ratio of HREE to LREE is one of the characteristics in subduction regions rocks. In the ORG-normalized spider diagram (Pearce et al., 1984), the studied granites show Ba, Ta and Nb, negative anomalies while Rb, Th, Ce, and U have positive anomalies. Which is similar to the pattern of post-collision granites (Pearce et al., 1984). In the primitive mantle-normalized trace element diagram, most samples show the characteristic negative anomalies in Ba, Nb, Sr, P, and Eu.

The samples of the study area were plotted in the alkali-calcic to alkalic fields on the Frost et al. (2001) diagram and indicate that they have peraluminous and mainly ferroan nature. Khorasanlu granitoid samples on discrimination diagrams (Pearce et al., 1984) and (Whalen et al., 1987) show within plate to arc setting granitoeids. Based on the separation diagrams of different types of granites, the studied samples with a high Ga/Al ratio indicate A-type nature also all samples show an A_2-type granitoid signature.

A_2-type group has many similarities to the elemental ratios of the average composition of crustal and island arc basalts. In this group, magma is formed from continental crusts or subducted crusts that have been displaced through a cycle of continental-

 DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

continental collisions or island arc magmatism. This group is found in a wide range of tectonic settings and includes post-collision granitoids and post-orogenic granitoids (granitoids that are located at the end of a long period of heat flow and granitic magmatism) (Whalen et al., 1987; Eby 1992). Alborz mountain range in northern Iran is a region with active deformation, which is located in the deformation zone due to the collision of two Eurasian and Arabian plates (Allen et al., 2003; Zanchi et al. 2006). The study area is a part of the Alborz mountain range and is a part of active continental margin of neothetyan subduction zone.

And finally, based on all the evidence, it seems that Khorasanlu granitoid is formed in an extensional tectonic setting of the post collision in active continental margin during rising of asthenosphere and partial melting of lower crustal melts.

دوره ۱۴، شماره ۳، ۱۴۰۱، صفحه ۳۷ تا ۶۴ شاپا چاپی: ۷۳۰۶-۲۰۰۸ شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

زمین‌شناسی اقتصادی

https://econg.um.ac.ir

مقاله پژوهشی 10.22067/ECONG.2022.70403.1023 OPEN ACCESS

پتروژنز گرانیتوئید نوع A خراسانلو، جنوب‌شرق زنجان: نشانه‌ای از ماگماتیسم کششی ائوسن در البرز غربی، ایران

مژگان صلواتی *

استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۶/۳۰
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۱۲/۰۷
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۰۷

واژه‌های کلیدی

گرانیتوئید نوع A
ماگماتیسم کششی
البرز غربی
زنجان
ایران

*** نویسنده مسئول**

مژگان صلواتی

Salavati@laiu.ac.ir

چکیده

توده نفوذی خراسانلو، با طیف ترکیبی مونزونیت تا گرانیت، در ۷۵ کیلومتری جنوب‌شرق زنجان در البرز غربی قرار دارد. این توده نفوذی در سنگ‌های ائوسن منطقه نفوذ کرده است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های مجموعه نفوذی خراسانلو دارای ماهیت آلکالی- کلسیک تا آلکالی و از نوع پرآلومین و فروئن هستند. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک[1]، مقادیر نسبتاً بالای عناصر با شدت میدان بالا در مقایسه با دیگر گرانیتوئیدها، بالا بودن نسبت Ga/Al و قرارگیری نمونه‌ها در موقعیت گرانیتوئیدهای نوع A در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، نشان‌دهنده این موضوع است که توده نفوذی خراسانلو از نوع گرانیتوئید A_2 بوده و در یک محیط پس از برخورد شکل گرفته است.

به نظر می رسد که کشش حاصل از عقب‌گرد یا افزایش شیب ورقه فرورانده و بالاآمدگی آستنوسفر، پس از زمین‌ساخت فشارشی حاکم بر منطقه، سبب ذوب پوسته و تشکیل گرانیتوئیدهای آلکالن جوان منطقه خراسانلو بوده است.

استناد به این مقاله

صلواتی، مژگان، ۱۴۰۱. پتروژنز گرانیتوئید نوع A خراسانلو، جنوب‌شرق زنجان: نشانه‌ای از ماگماتیسم کششی ائوسن در البرز غربی، ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۳): ۶۴-۳۷. https://doi.org/10.22067/econg.2022.70403.1023

مقدمه

در ایالت‌های بزرگ سنگ‌های آذرین، انواع متفاوتی از ماگماتیسم دیده می‌شود (Jowitt and Ernst, 2013; Ernst 2014; Hari et al., 2018). این ایالت‌ها ممکن است با حجم عظیمی از سنگ‌های آتشفشانی پرآلکالن همراه با گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی که به نام گرانیت‌های نوع A شناخته می‌شوند، همراه باشند (Zhang and Zou, 2013). تا کنون گرانیتوئیدها را بر اساس معیارهای مختلف شیمیایی و محیط زمین‌ساختی به گروه‌های مختلف تقسیم کرده‌اند. در ایران نیز تاکنون انواع سنگ‌های گرانیتی نوع I و S در زمان‌های متفاوت و در موقعیت‌های مختلف زمین‌شناختی گزارش شده است (Shafaii Moghadam et al., 2015; Aliani et al., 2018; Badr et al., 2018). گزارش‌های زیادی مبنی بر حضور گرانیت‌های نوع A در بخش‌های مختلف ایران ارائه‌شده است. در زون سنندج–سیرجان (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012; Azizi et al. 2017; Honarmand et al., 2017; Shabanian et al., 2018; Yajam and Ghalamghash, 2019; Shabanian et al., 2020)، جنوب‌شرق ایران (Sadeghian et al., 2005)، ایران مرکزی (Mansouri Esfahani et al., 2010) و در شمال‌غرب ایران (Jamei et al., 2021) که اغلب در نتیجه فعالیت‌های کششی پس از برخورد به وجود آمده‌اند.

تا کنون در ایران، دلایل مختلفی برای ایجاد ماگماتیسم ترشیری ارائه‌شده است؛ به طوری‌که، در برخی مناطق، عامل آن را فرورانش نئوتتیس و برخورد شدید ایران و عربستان دانسته‌اند (Berberian and King, 1981; Moine–Vaziri, 1985) و در برخی موارد آن را در ارتباط با ریفت‌های درون‌قاره‌ای می‌دانند (Sabzehei, 1974; Emami, 1981). پژوهش‌های جدیدتر در خصوص ماگماتیسم ترشیری در البرز، بیانگر تأثیر الگوی فرورانش در منطقه هستند که به صورت ماگماتیسم مرتبط با کمان قاره‌ای (Valizadeh et al., 2008)، ماگماتیسم مناطق فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای (Kalantari et al., 2008) و مرتبط با رژیم فرورانشی و ماگماتیسم حوضه‌های کششی پشت کمانی (Asiabanha and Foden, 2012) بیان شده‌اند. در استان زنجان سنگ‌های آذرین متعددی با سن‌ها و ترکیب‌های مختلف رخنمون دارند. توده سینیتی خراسانلو با سن نسبی ائوسن در بین توف‌های کرج رخنمون دارد و از مدت‌ها قبل به عنوان سنگ ساختمانی مورد بهره برداری قرار گرفته است. با وجود پژوهش‌های جامعی که در گستره زنجان و طارم انجام‌شده است، در منطقه ابهر و در خصوص توده‌های نفوذی این گستره بررسی چندانی انجام‌نشده است. لذا در این پژوهش، تلاش شده است تا سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی این توده بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی به عنوان بخشی از ماگماتیسم ترشیری البرز– آذربایجان از دیدگاه منشأ و محیط تکتونوماگمایی مورد بررسی قرار گیرد.

روش مطالعه

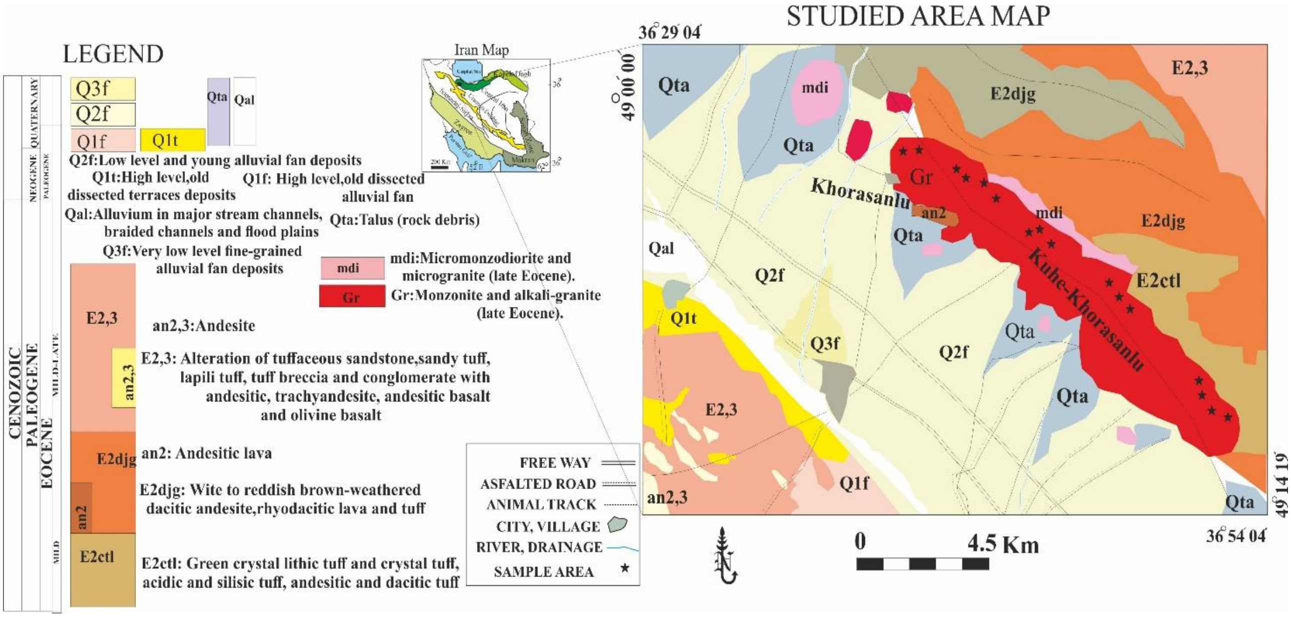
برای انجام این پژوهش، بررسی‌های صحرایی گسترده‌ای بر روی توده‌های گرانیتوئیدی خراسانلو انجام‌شده است و تعداد ۶۰ نمونه سنگی بر اساس روابط صحرایی برداشت شد و پس از بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۱۶ نمونه برای تعیین مقدار عناصر اصلی و کمیاب موجود در این سنگ‌ها انتخاب‌شد و پس از خرد و آسیاب کردن در کارگاه آماده‌سازی شرکت کانپژوه، پودر سنگ به مؤسسه SGS تورنتو کانادا ارسال و عناصر اکسیدهای اصلی به روش ICP95A و عناصر کمیاب به روش IMS95A مورد آنالیز شیمیایی قرارگرفت. در ادامه با استفاده از نرم‌افزارهای IGPET و GCDKIT، نمودارهای مورد نیاز ترسیم و به تفسیر و تحلیل داده‌ها پرداخته‌شد. (جدول ۱).

زمین‌شناسی منطقه

توده مورد بررسی با مختصات ″۱۹ ′۰۷ °۴۹ تا ″۵۱ ′۰۵ °۴۹ طول جغرافیایی شرقی و ″۲۶ ′۲۱ °۳۶ تا ″۳۱ ′۲۲ °۳۶ در ۷۵ کیلومتری جنوب‌شرق شهرستان زنجان و در شمال ابهر و در مجاورت روستاهای گاودره و الوند رخنمون دارند. منطقه مورد بررسی در حد فاصل زون‌های ساختاری البرز غربی– آذربایجان (Nabavi,

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

1976) و ایران مرکزی (Stöcklin, 1997) جای‌گرفته اســـت و بخشی از مجموعه آتشفشانی– نفوذی طارم از کمربند ماگمایی سنوزوئیک البرز– آذربایجان است (Hirayama et al., 1966)؛ آن چنان‌که در قســـمت‌های جنوب‌شـــرقی منطقه مورد بررســـی، بخشی از کوه‌های سلطانیه را شامل شود. به طور کلی، تقریباً تمام بخش‌های منطقه توسط مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی– رسوبی ائوسن پوشیده شده است (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه خراسانلو (با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهر با اندکی تغییرات (Hosseiny, 1990))

Fig. 1. Simplified geological map of the Khorasanlu area (Adapted from the map of 1:100000 Abhar (Hosseiny, 1990) with some modification)

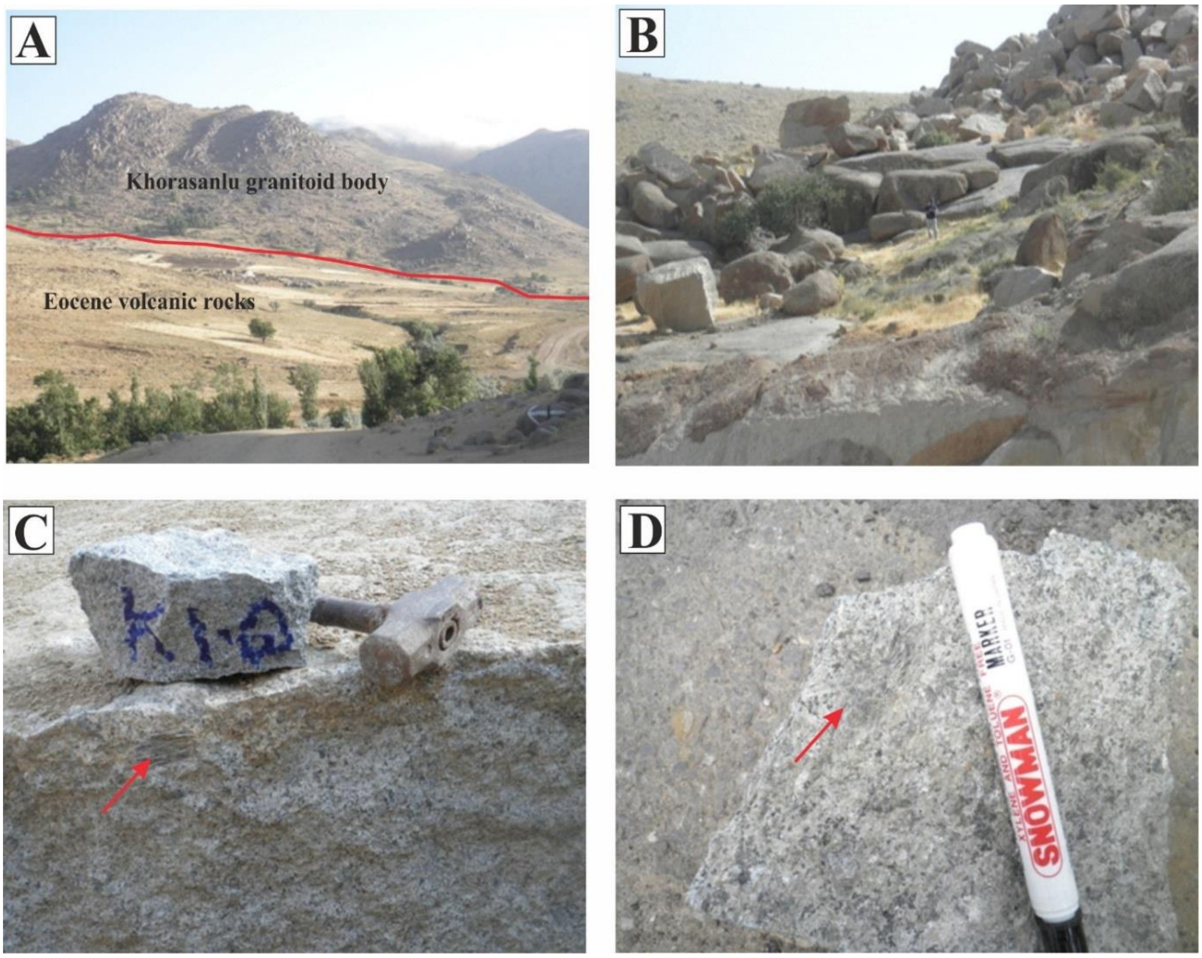
ارتفاعات شرق ابهر– زنجان که از تاکستان شروع می‌شود و به نام کوه‌های طارم موسوم است؛ از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری (نظیر توفیت‌های سبز کرج) ائوسن تشکیل‌شده است و در داخل آن توده‌های نفوذی متعددی وجود دارند (Darvishzadeh, 1991). در منطقه مورد بررســـی، ســـنگ‌های قدیمی‌تر از ائوســـن وجود ندارد. توده مورد بررســـی به صـــورت توده نفوذی نســـبتاً بزرگی در بین سنگ‌های آتشفشانی منطقه نفوذ کرده است و لذا دارای سن نسبی بعد از ائوسن است (شکل ۱). منطقه مورد بررسی، بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهر را شامل می‌شود. در منطقه مورد بررسی، سنگ‌های آتشفشانی– رسوبی دیده می‌شود که می‌تواند هم‌ارز بخش‌های جوان‌تر سازند کرج در نظر گرفته شود. این بخش به دو عضو کردکند و آمند رده‌بندی شده است (Hirayama et al., 1966). بر اســـاس نقشـــه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهر، قـدیمی‌ترین رخنمون‌های ســـنگی منطقه از نوع توف و توفیت‌های ســـیلیســـی، داسیتی و آندزیتی بوده که همراه با توف و گدازه‌های ریوداسیتی و آندزی داسیتی‌های هوازده در شرق و جنوب‌شرق منطقه مورد بررســـی رخنمون دارند و توده خراســـانلو در بین آنها تزریق‌شـــده است (شکل ۲–A و B). در مواردی همراه با گدازه‌ها و نهشته‌های

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

ولکانوکلاستیکی، سنگ‌های رسوبی ماسه سنگی و کنگلومرایی هم مشاهده می‌شود. همراهی اندک سنگ‌های رسوبی با سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند نشان‌دهنده فوران‌های آتشفشانی در محیط آب دریا برای منطقه مورد بررسی باشد. بخش مرکزی گستره مورد بررسی توسط نهشته‌های کواترنری پوشیده شده است (شکل ۱).

به نظر معین‌وزیری (Moine-Vaziri, 1996)، مجموعه نفوذی ابهر یک مجموعه پیوسته شامل گرانیت آلکالن، گرانیت، گرانودیوریت و مونزونیت (تا دیوریت کوارتزدار) است که بر اثر جدایش از یک ماگمای بازیک‌تر به وجود آمده است.

توده مورد بررسی در نمونه دستی در سطح تازه، رنگ خاکستری متمایل به صورتی و در سطوح هوازده، رنگ خاکستری متمایل به سفید نشان می‌دهد. در نمونه دستی، توده مزبور دارای بافت دانه‌ای درشت‌دانه بوده و مگاکریست‌های آلکالی فلدسپار در نمونه دستی به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۲-C و D).



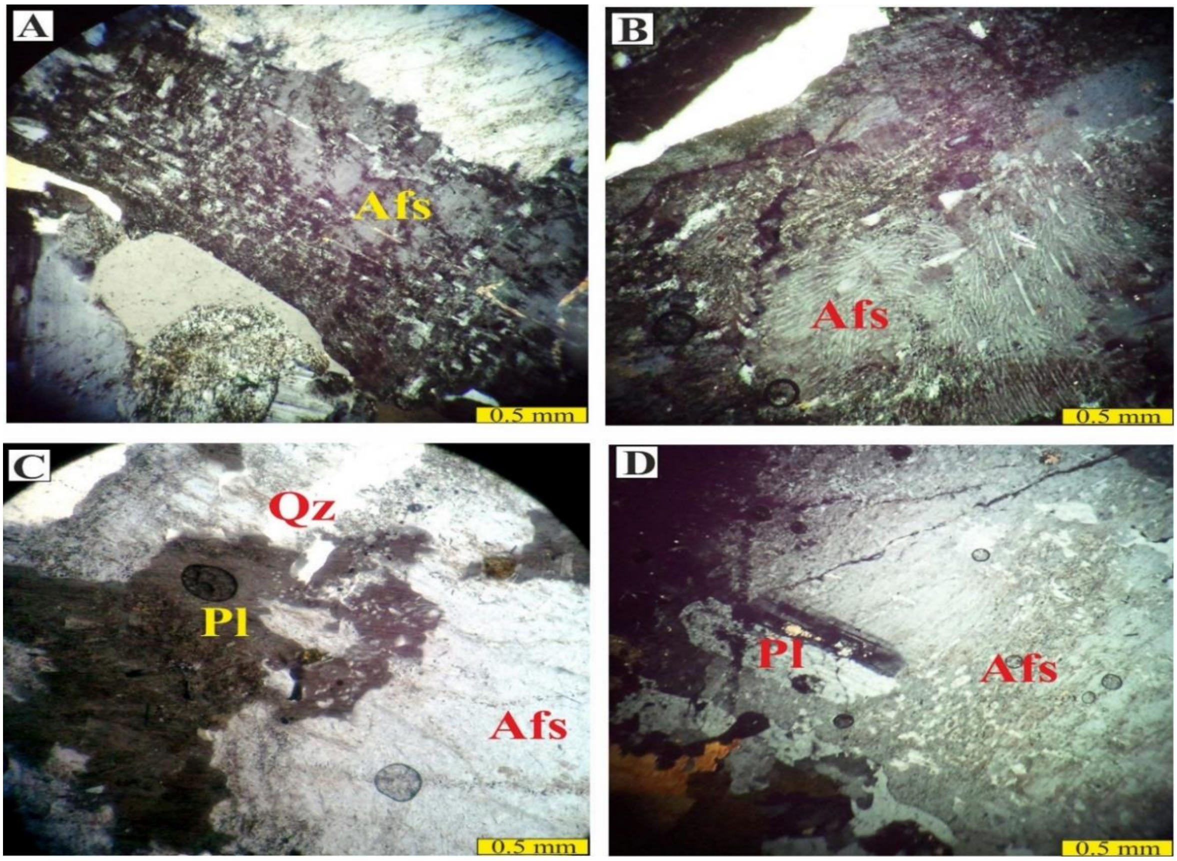
شکل ۲. تصاویر صحرایی از توده گرانیتوئیدی خراسانلو زنجان. A و B: رخنمون صحرایی توده نفوذی در منطقه مورد بررسی در بین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (دید به سمت شمال)، C و D: نمونه‌هایی از نمونه دستی و مگاکریست‌های آلکالی فلدسپار در آن

Fig. 2. Field images from the Khorasanlu granitoid body. A and B: Field outcrop of the intrusive body in the study area between Eocene volcanic rocks (view direction to the north), C and D: Hand-specimen from the Khorasanlu granitoid body including mega-crystal of alkali feldspar in that

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

سنگ‌نگاری

بررسی‌های سنگ‌نگاری بیانگر تنوع سنگی از مونزونیت، کوارتز مونزونیت تا گرانیت در این سنگ‌هاست. بافت غالب این سنگ‌ها از نوع دانه‌ای تا گرانوپورفیری است و به میزان کمتر در آنها بافت‌های پرتیتی، گرانوفیر، گرافیک، پوئی‌کیلیتیک و گاهی میرمکیتی نیز قابل مشاهده است. حجم غالب سنگ‌ها را فلدسپات‌های آلکالن ارتوکلاز (با فراوانی ۳۰ تا ۶۰ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (با فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد حجمی) تشکیل می‌دهند که به صورت خودشکل تا نیمه خودشکل در کل سنگ دیده می‌شوند. در گرانیت‌ها، کوارتز (با فراوانی تا حدود ۲۵ درصد حجمی) به وفور در سنگ دیده می‌شود. علاوه بر آن، کانی‌های بیوتیت، پیروکسن، آمفیبول و کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر هم در سنگ‌ها قابل مشاهده است. بافت‌های گرافیک (شکل ۳-A)، گرانوفیر (شکل ۳-B) و حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپات، بافت میرمکیتی (شکل ۳-C) و بافت پرتیت رشته‌ای (شکل ۳-D) هم در نمونه‌ها قابل مشاهده است.



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از توده گرانیتوئیدی خراسانلو. A: بافت گرافیک، B: بافت گرانوفیر، C: بافت میرمکیتی و D: بافت پرتیتی در درشت‌بلور آلکالی فلدسپات (در نور پلاریزه). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Afs: آلکالی فلدسپار، Qz: کوارتز).

Fig. 3. Microscopic images of the Khorasanlu granitoid. A: Graphic texture, B: Granophyr texture, C: Myrmekite texture, and D: perthite texture in alkali feldspar texture (in polarized light, t). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Afs: alkali feldspar, Qtz: Quartz).

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

در داسیت‌ها و ریوداسیت‌ها، کانی‌های اصلی عبارتند از: آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز با کانی‌های فرعی بیوتیت، پیروکسن و کانی‌های کدر. بافت غالب سنگ، بافت فلسیتیک پورفیری بوده و علاوه بر آن، بافت‌های فرعی غربالی و غباری نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. در گروه مونزونیت‌ها که بر اساس ترکیب کانی‌شناسی شامل مونزوگرانیت، مونزونیت و مونزودیوریت هستند، بافت غالب دانه‌ای و پورفیری، به همراه بافت‌های غربالی و گلومروپورفیری در بعضی از نمونه‌ها قابل مشاهده است.

شیمی سنگ کل

بر اساس داده‌های نتایج آنالیز زمین‌شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی، مقادیر SiO_2 بین ۵۶/۰۴ تا ۷۱/۲ درصد وزنی، TiO_2 با مقادیر پایین بین ۰/۳۶ تا ۰/۷۷ درصد وزنی، Al_2O_3 و CaO با مقادیر پایین به ترتیب بین ۱۲/۵ تا ۱۷/۲ و ۱/۲۳ تا ۵/۵۵ درصد وزنی، MgO پایین بین ۰/۲ تا ۴۳/۴۹ درصد وزنی، محتوای آلکالی‌های بالا (Na_2O بین ۲/۹ تا ۳/۷ درصد وزنی، K_2O بین ۴/۵۰ تا ۶/۳۴ درصد وزنی) و میزان Fe_2O_{3tot} در محدوده ۲/۸۱ تا ۷/۳۷ درصد وزنی نشان می‌دهند (جدول ۱).

بر روی نمودارهای متعارف شناسایی انواع مختلف سنگی که تغییرات SiO_2 را در برابر مجموع آلکالی‌ها ($Na_2O + K_2O$) بررسی می‌کنند، سنگ‌های مورد بررسی بر روی نمودارهای دو متغیره آلکالی در برابر سیلیس (De la Roche et al., 1980; Middlemost, 1985) (شکل ۴-A و B) و طبقه‌بندی کاکس و همکاران (Cox et al., 1979)، در محدوده مونزونیت، کوارتز مونزونیت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-C).

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به پشته میان اقیانوسی (Pearce, 1983) (شکل ۵-A) و مانتوی اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۵-C)، آنومالی منفی باریم، نیوبیوم و استرانسیم و آنومالی مثبت روبیدیم، توریم و سریم و اورانیوم (بیانگر آن است که این عناصر تا مراحل پایانی تبلور ماگما باقی‌مانده‌اند و وارد شبکه بلور کانی‌ها نشده‌اند) مشاهده می‌شود که مشابه با الگوی گرانیت‌های پس از برخورد است (Pearce et al., 1984). میزان استرانسیم و باریم بیشتر به گرانیت‌های کالکوآلکالن پس از کوهزایی تشابه دارد.

در روی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۵-B)، نمونه‌های مورد بررسی، غنی‌شدگی مشخصی از کلیه عناصر نادر خاکی بین ۸ تا ۱۲۰ برابر کندریت دارند و در عین حال، از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین[۲] غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

در الگوی عناصر نادر خاکی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی بهنجار شده به کندریت، روند عناصر در مقایسه با کندریت (شکل ۵-B) در همه نمونه‌ها تقریباً موازی است و نسبت جدایش LREE/HREE کوچک و جدایش و غنی‌شدگی LREE ها ($(Ce/Yb)_N$= ۴/۶۶ -۲/۲۹) و نیز آنومالی منفی Eu مشخص است.

بالا بودن عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین یکی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های مناطق فرورانش است. آنومالی منفی Nb می‌تواند نشان‌دهنده ویژگی کمان در تکامل ماگما باشد (شکل ۵-C). در این مناطق غنی‌شدگی از LREE ها در مقایسه با HREE ها به وضوح مشاهده می‌شود (Winter, 2001). الگوهای بهنجار شده به گرانیت‌های پشته میان اقیانوسی، غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (K, Rb, Ba, Th) و غنی‌شدگی در LREE را نسبت به (Yb، Y، Sm، Zr، Hf، Nb و Ta) HFSE نشان می‌دهند (شکل ۵-D).

باریم در بیوتیت و فلدسپات به آسانی می‌تواند جایگزین پتاسیم شود که می‌تواند با جدایش فلدسپات حرارت بالا نسبت به هورنبلند و بیوتیت در ارتباط باشد (Rollinson, 1993; Arslan and Aslan, 2006). غنی‌شدگی در عناصر LILE و HFSE همراه با آنومالی منفی در Nb-Ti-Ta از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با فرورانش است. این ماگماها می توانند ویژگی ماگماهای منشأگرفته از یک گوشته لیتوسفریک زیر قاره‌ای باشند که طی

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

فروزانش اولیه ایجادشده است، و یا مرتبط با یک منشأ گوشته‌ای باشند که قبلاً در اثر فعالیت‌های متاسوماتیزمی ناشی از عملکرد سیالات خارج‌شده از روقه فروزانده شده، از عناصر LILE و HFSE غنی‌شده است (Pearce, 1983; Ilbeyli et al., 2004).

برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984) بر روی نمودارهای لگاریتمی، نمونه‌های مورد بررسی در موقعیت گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای تا گرانیتوئیدهای کمان قرار می‌گیرند (شکل ۶).

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی توده پلوتونیک خراسانلو به روش ICP-MS و ICP-AES (تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب به ترتیب بر حسب درصد وزنی و بر حسب ppm گزارش‌شده است). LOI= کاهش وزن حرارتی، AI (شاخص آلکالینیتی): $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$، ASI (شاخص اشباع آلومینیم)= Al/(Ca-1.67P+Na+K)، شاخص Fe= $(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO)$، MALI (شاخص آلکالی اصلاح‌شده): Na_2O+K_2O+CaO)

Table 1. Chemical analyses of the Khorasanlu plutonic by ICP-AES and ICP-MS. Main oxides and trace elements are given in wt.% and ppm, respectively. LOI= Lost on ignition, AI (Agpatic Index: $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$), ASI (Aluminum Saturation Index)= Al/(Ca-1.67P+Na+K), Fe-Index= $(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO)$, MALI= (Modified alkali lime index: Na_2O+K_2O+CaO)

Sample No.	KA104	KA106	KA110	KA112	KA114	KA116	KA117	KA119	KA120
SiO_2	62.00	61.20	61.70	62.90	61.90	60.30	56.70	56.40	63.60
TiO_2	0.63	0.63	0.70	0.59	0.59	0.84	0.82	0.77	0.71
Al_2O_3	15.40	14.90	14.90	15.20	14.80	17.20	15.50	16.00	16.60
Fe_2O_3	5.06	4.94	5.92	4.31	4.38	7.07	7.37	7.15	5.30
MnO	0.15	0.15	0.14	0.14	0.11	0.10	0.16	0.20	0.11
MgO	1.09	1.03	1.52	0.68	0.78	1.44	2.49	2.77	1.28
CaO	3.12	3.01	3.55	2.38	2.45	4.03	4.58	5.55	3.37
Na_2O	3.40	3.20	3.30	3.50	3.40	3.30	2.90	3.10	3.70
K_2O	6.15	5.90	5.62	6.46	6.34	4.98	4.81	4.58	5.50
P_2O_5	0.23	0.23	0.32	0.19	0.20	0.47	0.41	0.30	0.34
Cr_2O_3	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	0.66	0.63	0.77	0.73	0.89	0.93	1.10	1.11	1.10
Total	97.90	95.90	98.50	97.00	95.90	100.70	96.80	97.90	101.60
V	68.00	57.00	97.00	40.00	43.00	134.00	158.00	178.00	92.00
Co	8.70	9.10	10.90	5.20	5.30	11.90	16.30	18.40	8.30
Ni	6.00	<5	13.00	7.00	5.00	9.00	10.00	19.00	5.00
Cu	46.00	74.00	81.00	37.00	51.00	15.00	29.00	60.00	26.00
Zn	98.00	82.00	96.00	120.00	57.00	69.00	58.00	139.00	101.00
Ga	18.00	18.00	19.00	19.00	19.00	18.00	18.00	18.00	16.00
Rb	263.00	270.00	265.00	292.00	293.00	161.00	175.00	165.00	179.00
Sr	370.00	330.00	380.00	280.00	290.00	500.00	520.00	570.00	420.00
Y	30.40	31.10	39.10	33.70	34.90	26.30	28.70	25.80	28.20
Zr	311.00	298.00	215.00	355.00	378.00	202.00	196.00	166.00	210.00
Nb	25.00	27.00	27.00	29.00	29.00	16.00	16.00	13.00	17.00
Mo	9.00	8.00	8.00	8.00	7.00	<2	<2	<2	2.00
Sn	4.00	3.00	4.00	4.00	4.00	2.00	2.00	2.00	3.00
Cs	7.00	8.40	11.50	7.10	8.50	2.30	3.00	2.20	4.70
Ba	580.00	490.00	490.00	490.00	490.00	750.00	810.00	790.00	870.00
La	39.20	44.20	56.80	43.70	44.50	28.70	30.40	29.50	34.20

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی توده پلوتونیک خراسانلو به روش ICP-MS و ICP-AES (تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب به ترتیب بر حسب درصد وزنی و بر حسب ppm گزارش‌شده است). LOI= کاهش وزن حرارتی، AI (شاخص آلکالینیتی): $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$، ASI (شاخص اشباع آلومینیم)= $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$، شاخص Fe= $(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO)$، MALI (شاخص آلکالی اصلاح‌شده): Na_2O+K_2O+CaO)

Table 1 (Continued). Chemical analyses of the Khorasanlu plutonic by ICP-AES and ICP-MS. Main oxides and trace elements are given in wt.% and ppm, respectively. LOI= Lost on ignition, AI (Agpatic Index: $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$), ASI (Aluminum Saturation Index)= $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$, Fe-Index= $(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO)$, MALI= (Modified alkali lime index: Na_2O+K_2O+CaO)

SampleNo.	KA104	KA106	KA110	KA112	KA114	KA116	KA117	KA119	KA120
Ce	76.10	85.20	105.00	85.50	86.30	64.70	65.60	58.20	66.70
Pr	8.95	9.76	12.30	9.88	10.10	8.13	8.17	7.24	8.09
Nd	31.30	33.20	42.50	34.20	35.00	29.90	30.10	25.90	28.90
Sm	6.20	6.50	8.40	6.80	6.90	6.00	6.20	5.50	6.30
Eu	1.06	1.03	1.06	0.97	1.00	1.29	1.41	1.24	1.25
Gd	5.56	5.59	7.09	5.73	6.01	5.37	5.43	4.89	5.29
Tb	0.89	0.91	1.15	0.95	0.92	0.82	0.84	0.79	0.83
Dy	5.19	5.22	6.85	5.59	5.82	4.54	4.96	4.60	4.93
Ho	1.03	1.04	1.33	1.16	1.15	0.91	0.98	0.91	0.95
Er	3.30	3.32	4.19	3.52	3.74	2.77	3.03	2.73	2.87
Tm	0.53	0.52	0.64	0.58	0.60	0.40	0.44	0.39	0.42
Yb	3.60	3.50	4.50	4.00	4.00	2.70	2.90	2.70	2.90
Lu	0.58	0.60	0.72	0.64	0.63	0.44	0.49	0.43	0.48
Hf	8.00	8.00	6.00	10.00	10.00	6.00	5.00	5.00	6.00
Ta	1.60	1.80	2.00	2.00	1.80	1.10	1.00	0.90	1.10
W	3.00	3.00	4.00	4.00	5.00	1.00	2.00	2.00	2.00
Th	39.00	23.60	26.00	21.00	29.50	13.70	13.20	10.80	13.70
U	15.70	6.97	8.92	7.28	12.70	3.91	4.41	3.05	3.32
AI	0.62	0.61	0.60	0.66	0.66	0.48	0.50	0.48	0.55
Y_N	7.07	7.23	9.09	7.84	8.12	6.12	6.67	6.00	6.56
Yb_N	8.18	7.95	10.23	9.09	9.09	6.14	6.59	6.14	6.59
Sr_N	18.59	16.58	19.10	14.07	14.57	25.13	26.13	28.64	21.11
Nb_N	37.88	40.91	40.91	43.94	43.94	24.24	24.24	19.70	25.76
Rb_N	438.33	450.00	441.67	486.67	488.33	268.33	291.67	275.00	298.33
Ta_N	40.00	45.00	50.00	50.00	45.00	27.50	25.00	22.50	27.50
Th_N	487.50	295.00	325.00	262.50	368.75	171.25	165.00	135.00	171.25
ASI	0.84	0.85	0.85	0.82	0.81	1.05	0.97	0.95	0.94
MALI	6.43	6.09	5.37	7.58	7.29	4.25	3.13	2.13	5.83
Fe index	0.81	0.81	0.78	0.85	0.84	0.82	0.73	0.70	0.79

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی توده پلوتونیک خراسانلو به روش ICP-MS و ICP-AES (تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب به ترتیب بر حسب درصد وزنی و بر حسب ppm گزارش‌شده است). LOI= کاهش وزن حرارتی، AI (شاخص آلکالینیتی): $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$، ASI (شاخص اشباع آلومینیم)= $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$، شاخص Fe= $(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO)$، MALI (شاخص آلکالی اصلاح‌شده): Na_2O+K_2O+CaO)

Table 1 (Continued). Chemical analyses of the Khorasanlu plutonic by ICP-AES and ICP-MS. Main oxides and trace elements are given in wt.% and ppm, respectively. LOI= Lost on ignition, AI (Agpatic Index: $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$), ASI (Aluminum Saturation Index)= $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$, Fe-Index=$(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO)$, MALI= (Modified alkali lime index: Na_2O+K_2O+CaO)

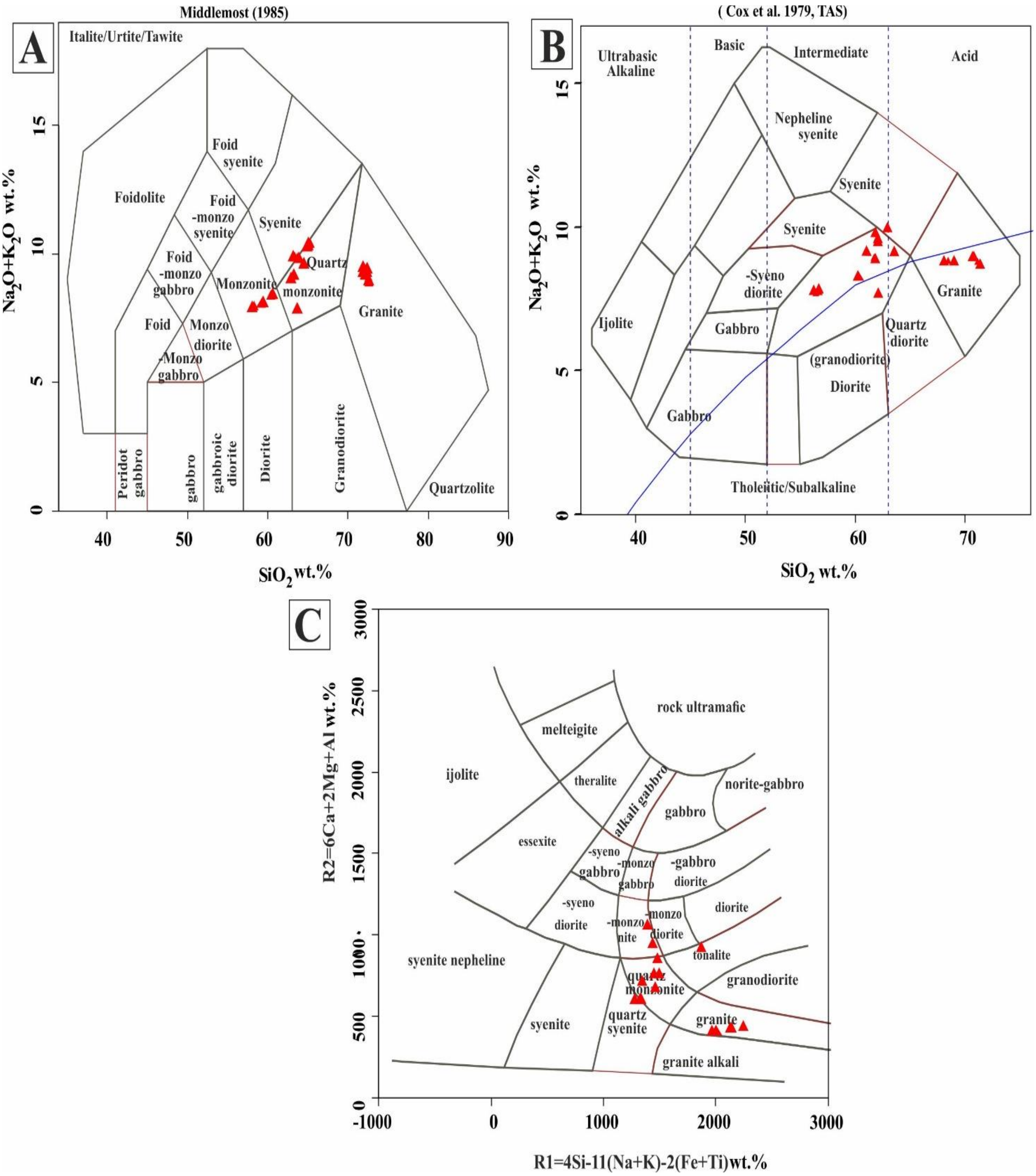
Sample No.	KA124	KA126	KA128	KA122	KA127	KA118	KA115
SiO_2	71.20	68.50	70.80	70.70	69.10	62.10	62.00
TiO_2	0.36	0.37	0.38	0.37	0.36	0.36	0.61
Al_2O_3	13.00	12.60	13.10	13.00	12.50	15.40	14.70
Fe_2O_3	2.81	2.90	3.02	3.01	2.88	4.34	7.35
MnO	0.08	0.05	0.05	0.05	0.04	0.17	0.12
MgO	0.44	0.43	0.44	0.43	0.44	2.48	0.77
CaO	1.33	1.19	1.23	1.22	1.20	4.57	2.44
Na_2O	3.10	3.10	3.10	3.10	3.20	2.90	3.30
K_2O	5.69	5.70	5.86	5.85	5.60	4.80	6.32
P_2O_5	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.43	0.25
Cr_2O_3	<0.01	<0.01	<0.01	0.10	0.10	0.10	0.10
LOI	0.82	0.74	0.77	1.12	0.79	1.40	0.95
Total	98.90	95.70	98.80	99.01	96.28	99.05	98.91
V	24.00	25.00	28.00	27.00	24.00	157.00	42.00
Co	3.30	4.40	4.10	4.10	4.30	16.20	5.20
Ni	9.00	9.00	8.00	9.00	5.00	10.00	5.00
Cu	25.00	21.00	11.00	20.00	22.00	30.00	50.00
Zn	65.00	30.00	34.00	33.00	31.00	59.00	56.00
Ga	16.00	16.00	17.00	17.00	16.00	18.00	19.00
Rb	320.00	320.00	339.00	330.00	321.00	176.00	294.00
Sr	120.00	120.00	120.00	120.00	120.00	520.00	290.00
Y	38.00	36.90	38.10	37.10	36.90	28.60	34.90
Zr	341.00	376.00	397.00	394.00	375.00	195.00	378.00
Nb	37.00	36.00	38.00	37.00	36.00	16.00	29.00
Mo	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Sn	4.00	5.00	6.00	5.00	3.00	4.00	5.00
Cs	10.20	7.30	7.80	7.60	7.20	3.10	8.60
Ba	330.00	290.00	300.00	300.00	291.00	815.00	495.00
La	49.80	43.60	45.90	43.70	43.50	30.30	44.30
Ce	94.20	86.70	90.20	86.60	86.60	65.70	86.20

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی توده پلوتونیک خراسانلو به روش ICP-MS و ICP-AES (تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب به ترتیب بر حسب درصد وزنی و بر حسب ppm گزارش‌شده است). LOI= کاهش وزن حرارتی، AI (شاخص آلکالینیتی): $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$، ASI (شاخص اشباع آلومینیم)= $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$، شاخص Fe= $(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO)$، MALI (شاخص آلکالی اصلاح‌شده): Na_2O+K_2O+CaO)

Table 1 (Continued). Chemical analyses of the Khorasanlu plutonic by ICP-AES and ICP-MS. Main oxides and trace elements are given in wt.% and ppm, respectively. LOI= Lost on ignition, AI (Agpatic Index: $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$), ASI (Aluminum Saturation Index)= $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$, Fe-Index= $(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO)$, MALI= (Modified alkali lime index: Na_2O+K_2O+CaO)

Sample No.	KA124	KA126	KA128	KA122	KA127	KA118	KA115
Pr	10.30	9.84	10.40	10.30	9.88	8.19	10.20
Nd	34.60	33.00	34.70	34.10	33.00	30.20	35.00
Sm	6.40	6.40	6.70	6.50	6.30	6.20	6.80
Eu	0.60	0.61	0.56	0.60	0.63	1.20	1.10
Gd	5.46	5.52	5.68	5.52	5.55	5.44	6.02
Tb	0.94	0.92	1.01	1.01	0.93	0.85	0.92
Dy	6.07	5.87	6.01	6.00	5.88	4.95	5.81
Ho	1.21	1.23	1.28	1.23	1.22	0.99	1.20
Er	4.14	4.09	4.13	4.10	4.07	3.01	3.72
Tm	0.72	0.67	0.71	0.70	0.66	0.43	0.67
Yb	4.90	4.70	5.00	4.90	4.60	2.90	4.10
Lu	0.82	0.81	0.82	0.81	0.82	0.51	0.64
Hf	11.00	11.00	12.00	11.00	11.00	5.00	10.00
Ta	3.20	3.10	3.20	3.10	3.20	1.10	1.90
W	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Th	46.50	48.20	46.50	46.40	48.10	13.10	29.40
U	12.60	15.30	14.70	14.60	15.40	4.42	12.60
AI	0.68	0.70	0.68	0.69	0.70	0.50	0.65
Y_N	8.84	8.58	8.86	8.63	8.58	6.65	8.12
Yb_N	11.14	10.68	11.36	11.14	10.45	6.59	9.32
Sr_N	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	26.13	14.57
Nb_N	56.06	54.55	57.58	56.06	54.55	24.24	43.94
Rb_N	533.33	533.33	565.00	550.00	535.00	293.33	490.00
Ta_N	80.00	77.50	80.00	77.50	80.00	27.50	47.50
Th_N	581.25	602.50	581.25	580.00	601.25	163.75	367.50
ASI	0.81	0.79	0.80	0.80	0.78	0.97	0.82
MALI	7.46	7.61	7.73	7.73	7.60	3.13	7.18
Fe index	0.85	0.86	0.86	0.86	0.86	0.61	0.90

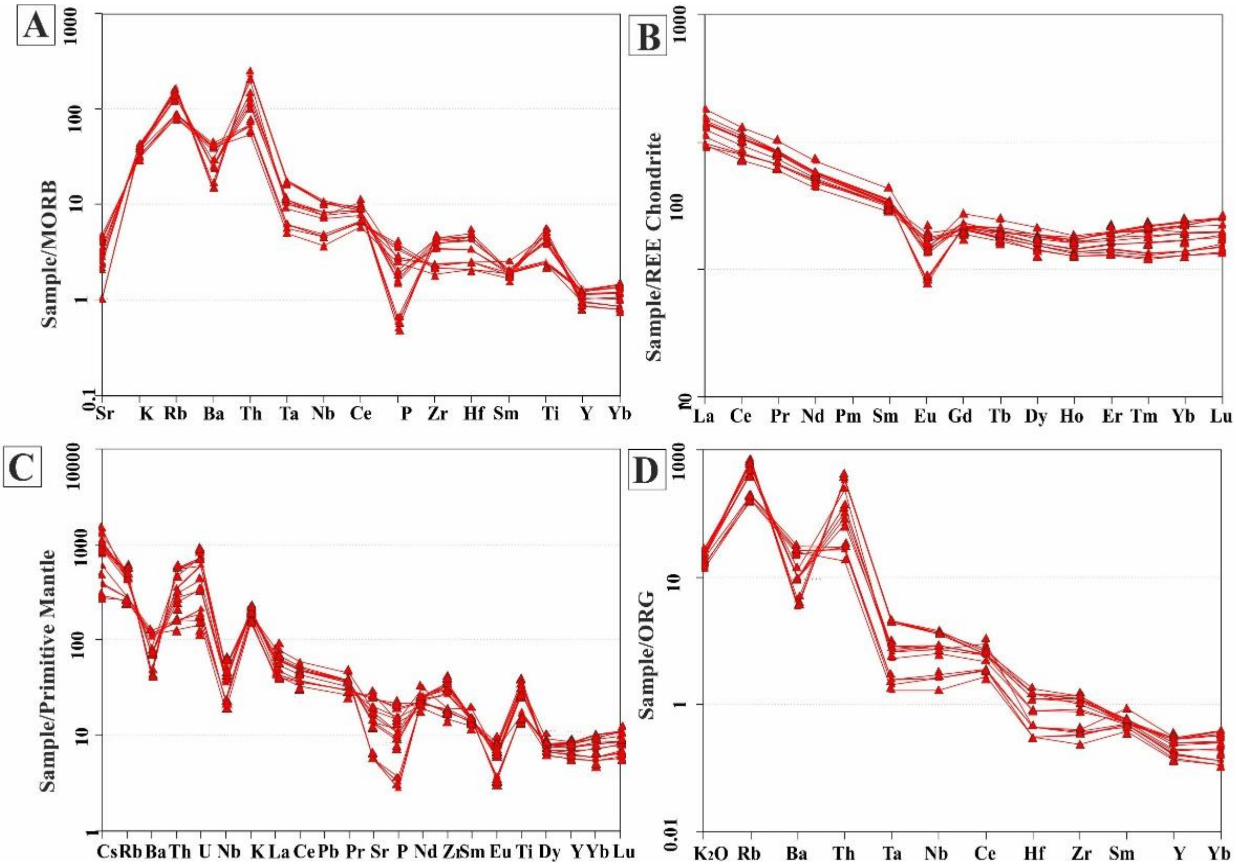
DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023



شکل ٤. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید خراسانلو زنجان بر روی نمودارهای A: میدلموست (Middlemost, 1985)، B: کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) و C: دلاروش و همکاران (De la Roche et al., 1980)

Fig. 4. Plotting of samples from Khorasanlu granitoid from Zanjan on diagrams of A: Middlemost (1985) diagram, B: Cox et al. (1979), and C: De La Roche et al. (1980)

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023



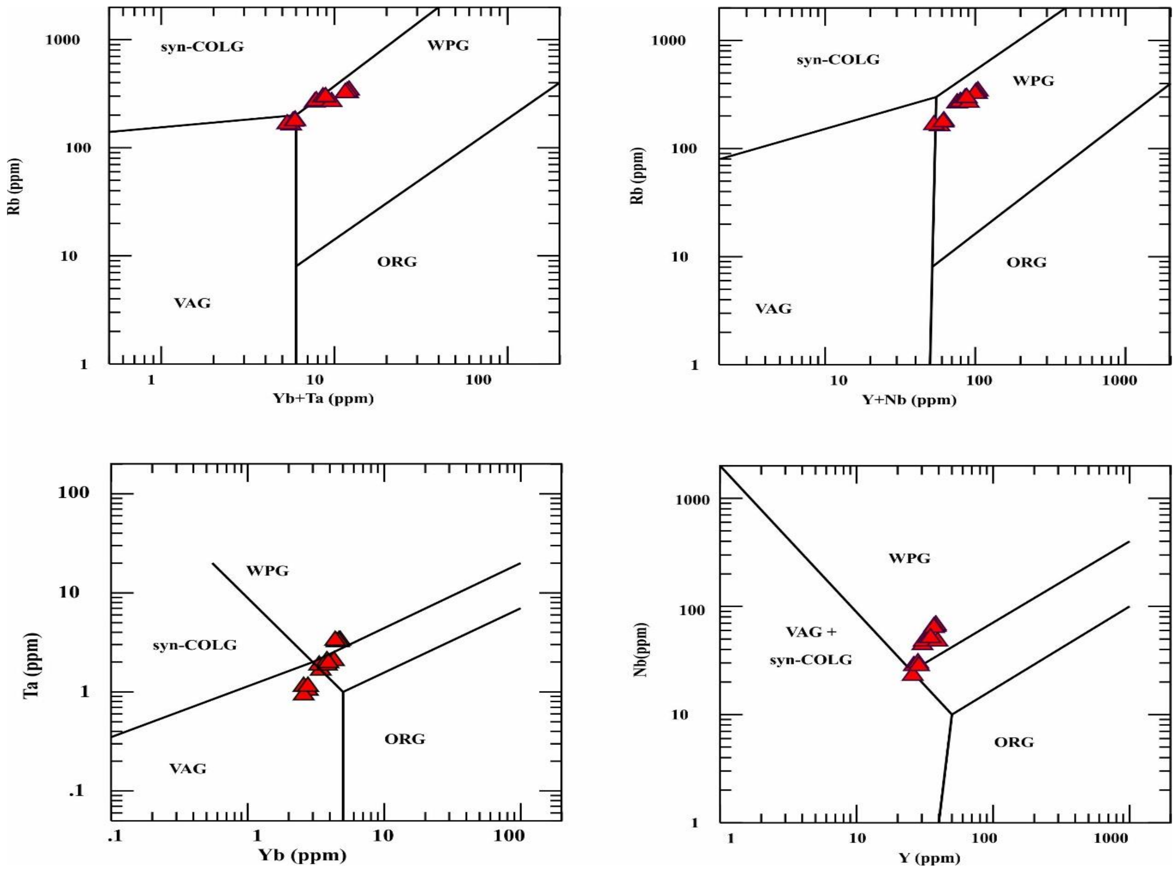
شکل ۵. فراوانی عناصر نادر خاکی توده گرانیتوئیدی خراسانلو A: بهنجار شده نسبت به مورب (Pearce, 1983)، B: بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)، C: بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و D: بهنجار شده نسبت به گرانیت‌های پشته میان اقیانوسی (Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5. Abundances of REEs in Khorasanlu granitoid body A: Normalized to MORB (Pearce, 1983), B: Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989), C: Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989), and D: Normalized to Ocean ridge granite (Sun and McDonough, 1989)

نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی بر روی نمودار بررسی محیط زمین‌ساختی ارائه‌شده توسط پیرس (Pearce, 1982) به گرانیت‌های حاشیه قاره‌ای فعال تعلق دارند (شکل ۷-A). همچنین بر روی نمودار Ta/Hf در مقابل Th/Hf تفکیک محیط زمین‌ساختی (Peccerillo and Taylor, 1976) در محدوده پس از کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۷-B).

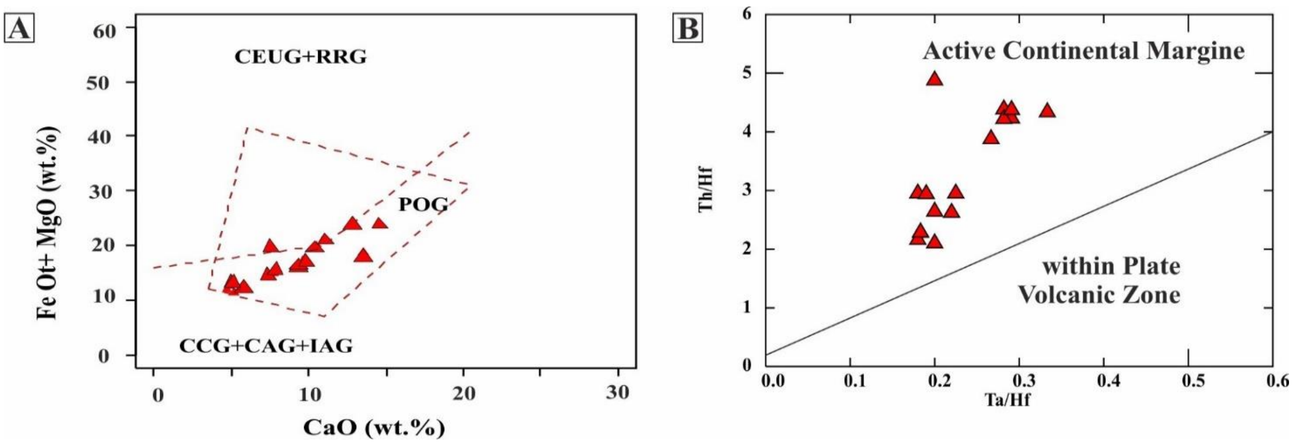
بر روی نمودارهای Zr+Nb+Ce+Y بر حسب FeO*/MgO نشان‌دهنده ماهیت گرانیت نوع A برای نمونه‌های مورد بررسی است. همچنین نسبت بالای Ga/Al در نمونه‌های مورد بررسی و قرارگیری آنها بر روی نموداری تفکیک انواع گرانیت‌ها بیانگر ماهیت نوع A آنهاست (Whalen et al., 1987) (شکل ۸). با این وجود، بر روی نمودار Ga/Al در برابر Y و Ce تعدادی از نمونه‌ها در محدوده مشترک گرانیت‌های I و S قرار می‌گیرند. بر اساس نتایج پژوهش کینگ و همکاران (King et al., 1997)، بعضی از انواع جدایش یافته‌تر گرانیت‌های متاآلومینوس نوع A شباهت زیادی به انواع گرانیت‌های نوع I پیدا می‌کنند.

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023



شکل ٦. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید خراسانلو بر روی نمودارهای لگاریتمی برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984)

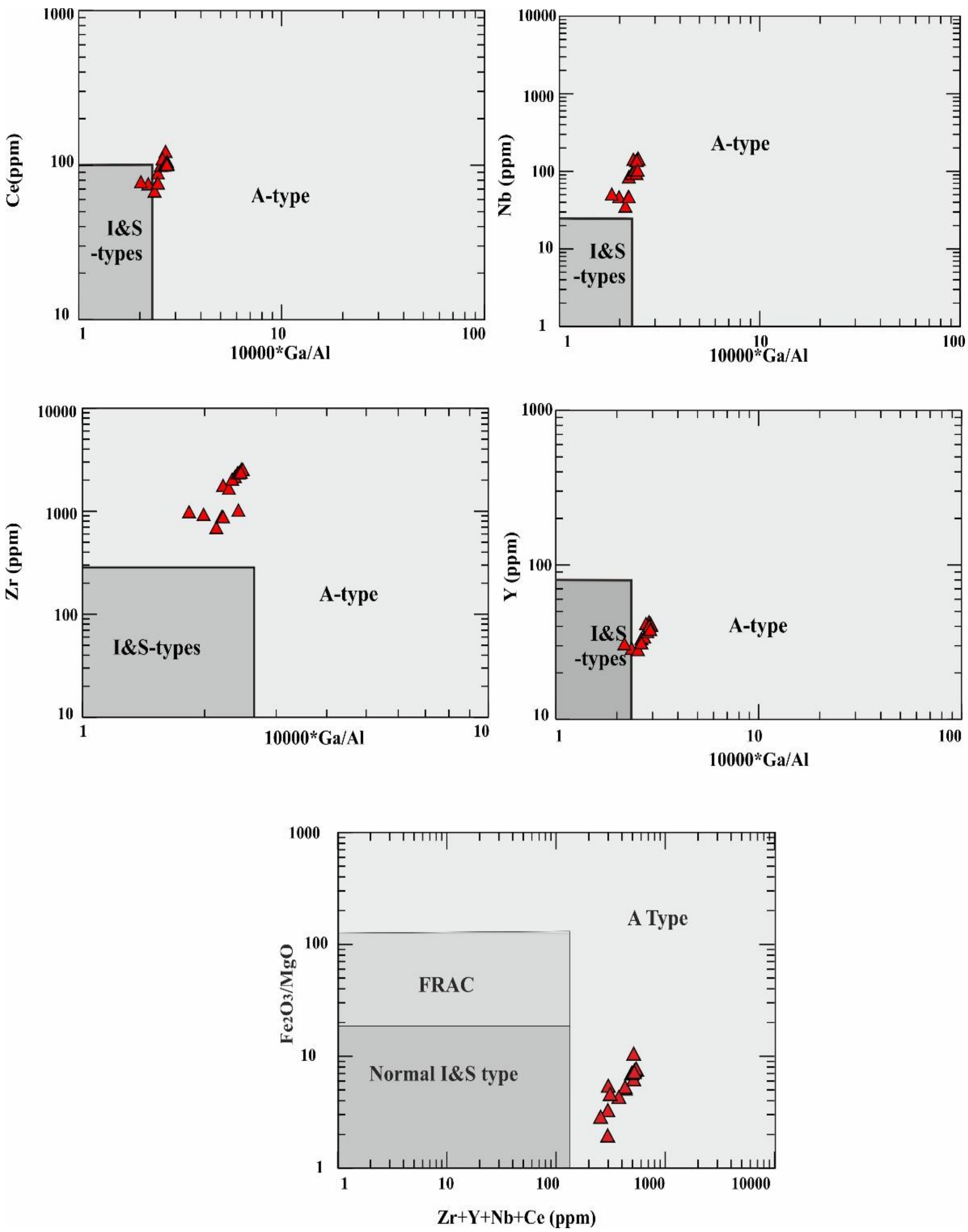
Fig. 6. The situation of the Khorasanlu granitoid samples on logarithm diagrams for discrimination tectonic setting (Pearce et al., 1984)



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید خراسانلو بر روی نمودارهای A: تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها (Pearce, 1982) و B: تفکیک محیط زمین‌ساختی (Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 7. The situation of the Khorasanlu granitoid samples on diagrams A: Determining the tectonic setting of granitoids (Pearce, 1982), and B: discrimination tectonic setting (Peccerillo and Taylor, 1976)

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023



شکل ۸. موقعیت نمونه‌های خراسانلو بر روی نمودارهای تفکیک انواع گرانیتوئیدها بر حسب Ga/Al در مقابل عناصر (Y، Ce، Nb و Zr) و نمودار بر حسب Zr+Nb+Ce+Y در مقابل FeO*/MgO (Whalen et al., 1987)

Fig. 8. The situation of the Khorasanlu granitoid samples on discrimination diagrams based on Ga/Al vs. (Y، Ce، Nb و Zr) elements and Zr+Nb+Ce+Y vs. FeO*/MgO diagram (Whalen et al., 1987)

بحث

گرانیتوئیدهای نوع A گروه خاصی از سنگ‌های نفوذی فلسیک هستند که به دلیل زمین‌شیمی، جایگاه زمین‌ساختی و پتروژنز خاص خود بحث برانگیز هستند (Frost et al., 2001; Bonin, 2007; Frost and Frost, 2011; Yajam and Ghalamghash, 2019). این گرانیتوئیدها در گستره وسیعی از محیط‌های زمین‌ساختی (جزایر اقیانوسی، ریفت‌های قاره‌ای، پوسته پایدار قاره‌ای و پس از کوه‌زایی)، هم در موقعیت‌های غیرکوه‌زایی (طی دوره‌های ریفت‌زایی قاره‌ای) و هم در موقعیت پس از کوه‌زایی تشکیل می‌شوند (Whalen et al., 1987; Zhang et al., 2007; Xu et al., 2007). هر دو محیط غیرکوه‌زایی و پس از برخورد، به طور وسیعی توسط رژیم‌های انبساطی و یا محیط‌هایی که رژیم ترافشاری به تراکششی غلبه دارد، مشخص می‌شوند (Zhang et al., 2007). تشخیص بین گرانیتوئیدهای غیرکوه‌زایی و گرانیتوئیدهای پس از برخورد دشوار است؛ به ویژه اگر شواهد ساختاری و روابط زمین‌شیمیایی تحت‌تأثیر حوادث دگرشکلی متعدد از بین برود و یا ضعیف شود.

گرانیتوئیدهای نوع A، در مقایسه با دیگر گرانیتوئیدهای کوه‌زایی از لحاظ زمین‌شیمیایی با داشتن نسبت بالای FeOt/MgO (که می‌تواند ناشی از خاستگاه باشد) و محتوای بالای Na2O+K2O (طبیعت پر آلکالن)، نسبت‌های بالای (Na+K)/Al و K/Na، مقادیر بالای Nb، Y، Zn، F، Ga، Zr، REE ها به استثنای (Eu)، نسبت پایین LILE/HFSE، مقادیر پایین MgO، CaO، Ni، Cr از انواع I و S متمایز می‌شوند (Martin, 2006; Bonin, 2007; Dargahi et al., 2010; Deng et al, 2016; Wang et al., 2020).

ابی (Eby, 1992) گرانیتوئیدهای نوع A را بر اساس شیمی به دوگروه A_1 و A_2 تقسیم کرده است: گرانیتوئیدهای نوع A_1 دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی بوده و از جدایش ماگمای منتج‌شده از منابعی چون ماگمای بازالت‌های جزایر اقیانوسی که در ریفت‌های قاره‌ای یا طی ماگماتیسم درون قاره‌ای جای‌گیر شده‌اند، به دست می‌آیند. این گروه طی ریفت‌زایی جای‌گیر می‌شوند و حاصل پلوم یا فعالیت نقاط داغ هستند و گرانیت‌های نوع A_2 دارای نسبت‌های عنصری متغیری هستند که از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های کمان جزایری تغییر می‌کنند. در این گروه، ماگما از پوسته قاره‌ای یا پوسته زیر رانده شده‌ای که از طریق یک چرخه برخورد قاره- قاره یا ماگماتیسم جزایر کمانی جای‌گیر شده‌اند، به دست می‌آید. این گروه در گستره وسیعی از محیط‌های زمین‌ساختی دیده می‌شوند و شامل گرانیتوئیدهای پس از برخورد و گرانیتوئیدهای بعد از کوه‌زایی (گرانیتوئیدهایی که در انتهای یک دوره طولانی از جریان حرارتی بالا و ماگماتیسم گرانیتی جای‌گیر می‌شوند) هستند (Whalen et al., 1987; Eby, 1992). این تقسیم‌بندی کاملاً بر اساس داده‌های شیمیایی است و به نظر می‌رسد ارتباط نزدیکی بین ویژگی‌های شیمیایی و محیط‌های جای‌گیری وجود داشته باشد (Eby, 1992).

گرانیتوئیدهای آلکالی نوع A به شدت تفریق‌یافته، می‌توانند در محیط‌های پس از کوه‌زایی تشکیل شوند. جای‌گیری آنها با کشش و یا حرکت‌های برشی امتدادلغزی که به دنبال حوادث برخوردی ایجاد می‌شود، به دست می‌آید. گرانیت‌های آلکالی پس از برخورد از نظر ترکیبی مشابه با گرانیت‌های آلکالی درون صفحه‌ای غیرکوه‌زایی هستند که به سمت گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد و کمان ولکانیک تمایل دارند. گرانیت‌های آلکالی پس از برخورد در مکان زمین‌درز دیده شده و طی جای‌گیری آنها زمین‌ساخت کششی غالب است. آلکالی گرانیت‌های تشکیل‌شده در موقعیت‌های پس از برخورد نسبت به آلکالی گرانیت‌های غیرکوه‌زایی، سهم بیشتری از متشکله پوسته‌ای در منشأ خود دارند. بررسی‌های اخیر نشان‌داده است که در گرانیت‌های نوع A چنانچه نسبت (Th/Nb)N کمتر از ۱/۵ باشد، گرانیت‌ها از نوع A_1 و چنانچه بزرگ‌تر از ۲ باشد، در گروه گرانیت‌های نوع A_2 قرار می‌گیرند (Eby, 2011; Moreno et al., 2014). این نسبت در

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

تمامی نمونه‌های مورد بررسی بین ۶/۵ تا ۱۱/۵ متغیر بوده و بنابراین در محدوده گرانیت‌های نوع A_2 قرار می‌گیرند.

نمودارهای تفکیک‌کننده نوع A_1 از نوع A_2، برای گرانیتوئیدهایی استفاده می‌شود که در نمودارهای والن و همکاران (Whalen et al., 1987) در محدوده A و در نمودار پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) در محدوده WPG قرار می‌گیرند (Eby, 1992). با توجه به اینکه تمامی نمونه‌های مورد بررسی در محدوده نوع A نمودارهای والن و همکاران (Whalen et al., 1987) قرار می‌گیرند (شکل ۹) و همچنین در نمودارهای تفکیکی زمین‌ساختی Y+Nb بر حسب Rb، Y در برابر Rb و Yb در برابر Rb، نمونه‌های گرانیت‌های مورد بررسی در محدوده گرانیت‌های درون صفحه‌ای و پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۰)؛ لذا از نمودارهای سه‌تایی تفکیک‌کننده گرانیتوئیدهای نوع A_1 و نوع A_2 برای تفکیک استفاده شد. بر روی این نمودارها، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در محدوده A_2 و یا در مرز مشترک بین دو محدوده قرار می گیرند (شکل ۹-A، B، C و D). همچنین بر روی نمودارهای دوتایی عنصری Ce/Nb و Yb/Ta و Rb/Nb در مقابل Y/Nb (Eby, 1992)، نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده محیط گرانیتوئیدهای نوع A_2 هستند (شکل ۹-E، F، G و H).

سنگ‌های گرانیتوئیدی فلسیک بر اساس سه مؤلفه: ۱) Fe Index= FeO*/(FeO*+MgO)> 0.486 + 0.0046×SiO_2 wt.%، ۲) MALI= (Na_2O + K_2O–CaO) و ۳) Al/(Ca– 1.67-P + Na+K)، ASI= به گروه‌های مختلف تقسیم شده‌اند (Frost et al., 2001).

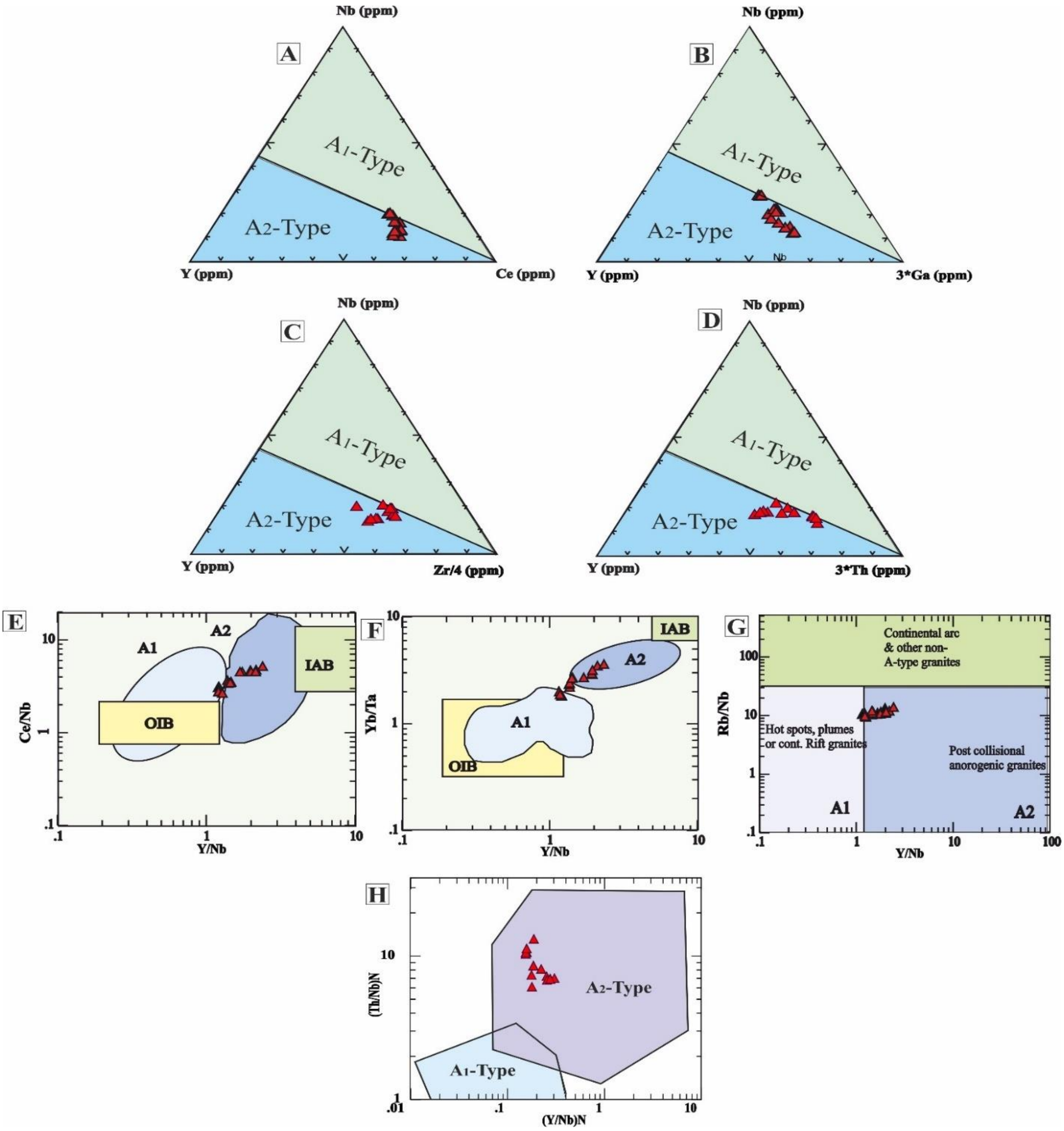
بر مبنای محاسبه شاخص آهن، گرانیتوئیدها به دو گروه گرانیتوئیدهای فروئن و مگنزین تقسیم شده‌اند. بر این اساس نمونه‌های مورد بررسی در رده گرانیتوئیدهای فروئن قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-A). همچنین بر مبنای محاسبه شاخص قلیایی[3] گرانیتوئیدها به گروه‌های آلکالی، آلکالی- کلسیک، کالک‌آلکالی و کلسیک تقسیم شده‌اند که بر این اساس نمونه‌های مورد بررسی بین ۲/۱۳ تا ۷/۵۸ متغیر بوده و بر روی نمودار شکل ۱۰-B در محدوده آلکالی- کلسیک تا آلکالی قرار می‌گیرند. علاوه بر آن، بر مبنای شاخص آلومینیم اشباع[4] سه گروه سنگ‌های فلسیک معرفی‌شده است: پرآلومینوس (ASI > 1.0)، متاآلومینوس (ASI < 1.0, (Na + K) < Al) و پرآلکالن (ASI < 1.0, (Na + K) > Al). مقادیر شاخص آلومینیم اشباع در نمونه‌های مورد بررسی کمتر از یک است و بر اساس نمودار شکل ۱۰-C، تمامی نمونه‌ها در محدوده پرآلومینوس قرار می‌گیرند.

فراست و فراست (Frost and Frost, 2011)، نموداری برای تشخیص پتروژنز گرانیتوئیدهای مختلف پیشنهاد داده‌اند (شکل ۱۱). بر مبنای این نمودار گرانیتوئیدهای فروئن پرآلومینوس می‌توانند از ذوب‌بخشی پوسته در فشار پایین و یا از جدایش بازالت‌ها ایجاد شوند.

از نسبت‌های Th/Ta و Th/Nb و Rb/Sr به دلیل حساسیت قابل توجه این نسبت‌ها به منشأ گوشته‌ای یا پوسته‌ای، در تعیین منشأ گرانیت‌های نوع A استفاده می‌شود (Rudnick and Gao, 2003; Plank, 2005). در گرانیت‌های با منشأ گوشته‌ای این نسبت‌ها به ترتیب عبارتند از: $(Th/Ta)_N$=۲/۱۵، ۰/۱۲ =$(Th/Nb)_N$ و $(Rb/Sr)_N$= ۰/۰۳ (بهنجار شده نسبت به مقادیر پیرولیت ارائه‌شده توسط مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995)). در نمونه‌های مورد بررسی این نسبت‌ها مقادیر بسیار بالاتری نشان می‌دهند: $(Th/Ta)_N$=۴/۸۸–۱۱/۳۴، $(Th/Nb)_N$=۳/۱۲–۰۶/۹۱ و $(Rb/Sr)_N$=۹/۶–۹۳. لذا به دلیل ناهماهنگی با نسبت‌های مزبور در گرانیت‌های با منشأ گوشته‌ای، جدایش ماگمای تشکیل‌دهنده آنها از یک منبع گوشته‌ای نامحتمل است. بنابراین به نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد بررسی دارای منشأ پوسته‌ای باشند.

بر اساس مشاهدات صحرایی و داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای مورد بررسی، مشخص شد که سنگ‌های مورد بررسی یک مجموعه کلسی- آلکالن و پرآلومینوس هستند.

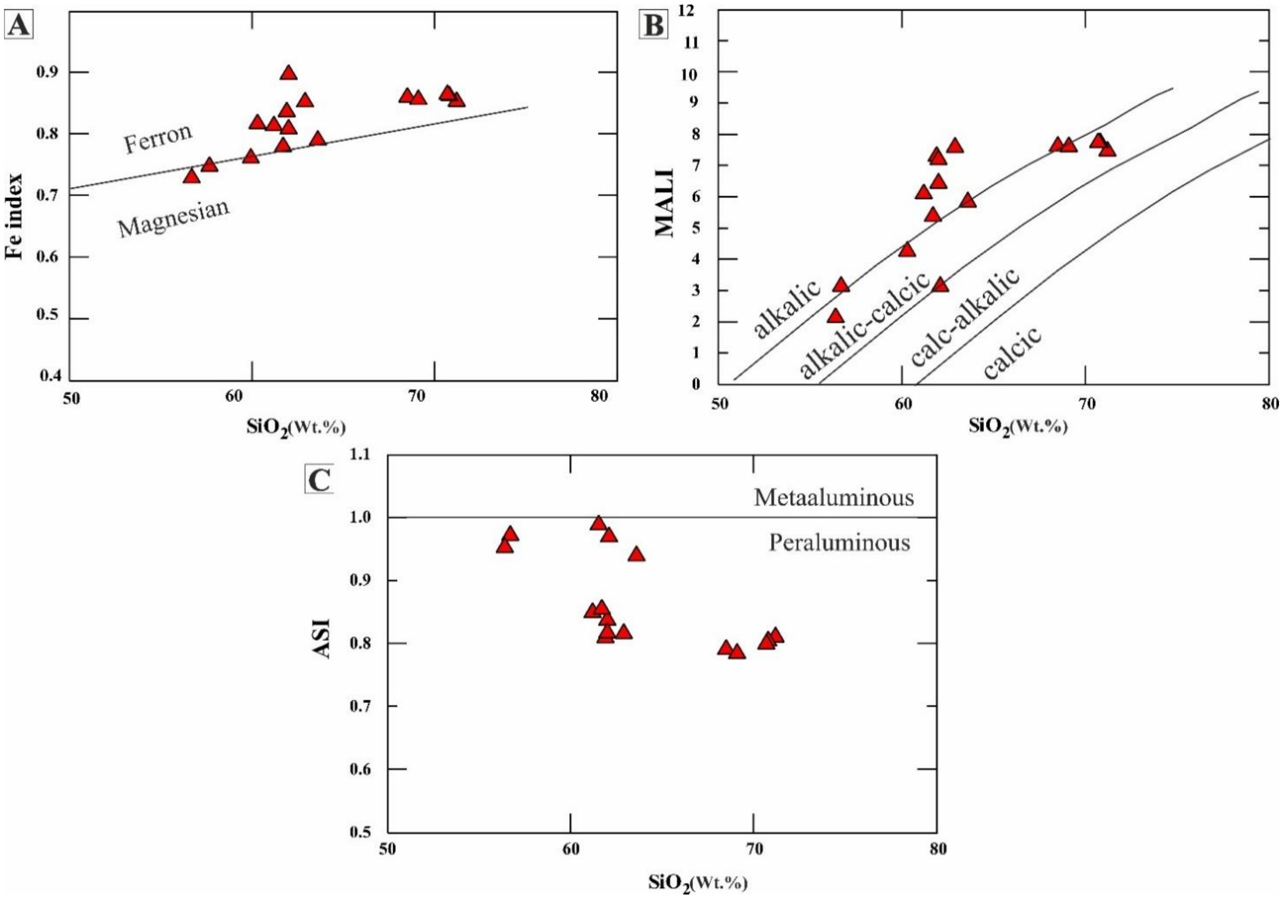
DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید خراسانلو بر روی A، B، C و D: نمودارهای تفکیک‌کننده انواع گرانیتوئیدهای نوع A؛ E، F و G: نمودارهای دوتایی بر اساس نسبت‌های عنصری Ce/Nb، Yb/Ta و Rb/Nb در مقابل Y/Nb (Eby, 1992) تفکیک محیط‌های OIB و IAB بر اساس نسبت‌های عنصری Ce/Nb و Yb/Ta در مقابل Y/Nb (Eby, 1992) و H: بر روی نمودار Y/Nb در برابر Th/Nb (Moreno et al., 2014) بهنجار شده نسبت به Silicate Earth (McDonough and Sun, 1995)

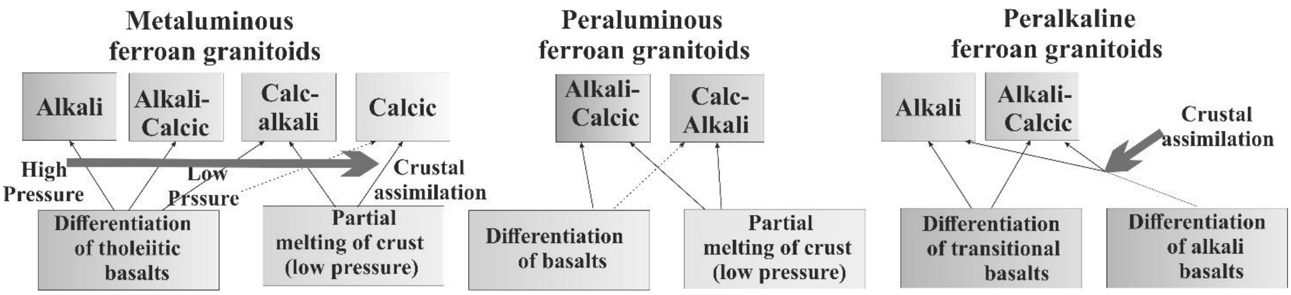
Fig. 9. A, B, C, D: The situation of the Khorasanlu granitoid samples on discrimination A-type granitoids diagrams; E, F and G: Bivariant diagrams based on ratios of Ce/Nb, Yb/Ta and Rb/Nb vs. Y/Nb (Eby, 1992), separation of OIB and IAB fields based on Ce/Nb and Yb/Ta vs. Y/Nb (Eby, 1992), and H: On the diagram of Y/Nb vs. Th/Nb (Moreno et al., 2014) normalized to Silicate Earth (McDonough and Sun, 1995)

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023



شـــکل ۱۰. ترکیب گرانیتوئید توده خراســانلو بر روی A: نمودار SiO_2 در برابر شــاخص آهن (Frost and Frost, 2011)، B: نمودار SiO_2 در برابر شـاخص قلیایی و C: نمودار SiO_2 در برابر شـاخص آلومینیم اشـباع؛ مرز بین سـنگ‌های فروئن و مگنزین از فورسـت و فورسـت (Frost and Frost, 2008) و مرز بین گرانیتوئیدهای آلکالی، کلسی آلکالی، کالک‌آلکالی و کلسیک از فراست و همکاران (Frost et al., 2001)

Fig. 10. Compositions of Khorasanlu granitoid body on the A: Diagram of SiO_2 vs. Fe Index (Frost and Frost, 2011), B: SiO_2 vs. alkali index diagram, and C: SiO_2 vs. Aluminum Saturation Index diagram; the boundary between froean and magnesian from (Frost and Frost, 2008) and the boundary between alkali, alkali- calcic, calc-alkalic and calcic granitoids from Frost et al. (2001)



شکل ۱۱. نمودار شماتیک پتروژنز انواع مختلف گرانیتوئیدهای فروئن (Frost and Frost, 2011)

Fig. 11. Schematic illustration petrogenesis of the different ferroan granitoids types (Frost and Frost, 2011)

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

همچنین بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی از قبیل طبیعت قلیایی، مقادیر بالای عناصر با شدت میدان بالا، داشتن CaO و MgO پایین، مقدار بالای نسبت FeOt/MgO، بالا بودن نسبت Ga/Al و دیگر شواهد زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه، می‌توان توده گرانیتوئیدی منطقه مورد بررسی را در گروه گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی A_2 به حساب آورد.

گرانیتوئیدهای A_2 می‌توانند در حاشیه برخورد قاره‌ای فعال تشکیل‌شوند. این گرانیتوئیدها دارای نسبت‌های عنصری متغیری از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های کمان جزایری هستند. ماگمای این گروه از گرانیتوئیدها از پوسته قاره‌ای یا پوسته زیررانده شده‌ای که در اثر برخورد قاره- قاره یا ماگماتیسم جزایر کمانی ایجاد شده‌اند، حاصل می‌شوند.

چنان‌که گفته‌شد، این گروه در گستره وسیعی از محیط‌های زمین‌ساختی از جمله محیط‌های پس از برخورد و محیط‌های بعد از کوهزایی (گرانیتوئیدهایی که در انتهای یک دوره طولانی از جریان حرارتی بالا و ماگماتیسم گرانیتی جای‌گیری می‌شوند)، دیده می‌شوند (Whalen et al., 1987).

در موقعیت‌های زمین‌ساختی کششی پس از برخورد در حاشیه فعال قاره‌ای، سه ساز وکار متفاوت برای تشکیل گرانیتوئیدهای نوع A_2 ارائه‌شده است: ۱) دیلامینیشن لیتوسفری (Frost et al., 2001)، ۲) انتقال همرفتی لیتوسفری (Black and Liegeois, 1993) و ۳) شکست تخته فرورونده[5] (Housmann et al., 1981; Davies and Von Blanckenburg, 1995). بالاآمدگی و تورم آستنوسفری طی این فرایندها و ذوب آن می‌تواند سبب ذوب‌شدگی لیتوسفری گوشته ای زیر قاره‌ای[6] شود.

منطقه مورد بررسی در بخشی از پهنه البرز برونزد دارد. رشته‌کوه البرز در شمال ایران، منطقه‌ای با دگرشکلی فعال است که در زون دگرشکلی ناشی از برخورد دو بلوک اوراسیا و عربی قرار دارد (Allen et al., 2003; Zanchi et al. 2006). منطقه مورد بررسی به عنوان بخشی از کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش صفحه اوراسیا به زیر ایران مرکزی شناخته‌شده است (Berberian and Berberian,1981).

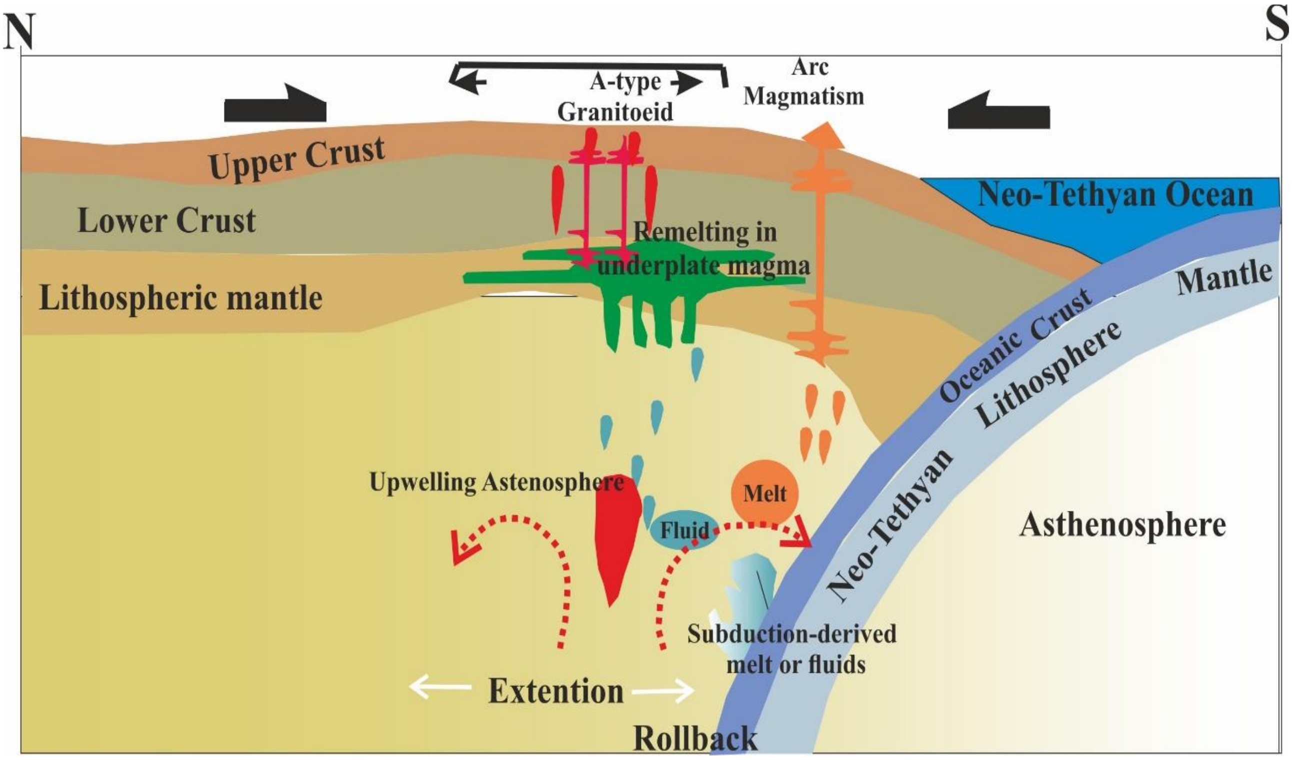
به نظر می‌رسد سازوکار تشکیل گرانیت‌های نوع A این منطقه مرتبط با ماگماتیسم ناشی از فرورانش منطقه باشد. سنگ‌های با ماهیت نوع A_2 اغلب متعلق به محیط‌های پس از برخورد یا پس از کوهزایی هستند که با فاصله زمانی کوتاه ۱۰ تا ۲۰ میلیون سال پس از زمین‌ساخت فشارشی پدید می‌آیند (Eby, 2011).

پژوهش‌های گذشته نشان‌دهنده تشکیل توده‌های نفوذی کمربند طارم– قره‌داغ در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی است. نخستین‌بار بربریان و بربریان (Berberian and Berberian,1981) نشان دادند که کاهش شیب فرورانش موجب افزایش فاصله کمان ماگمایی از زمین درز زاگرس و جابه‌جایی کمان ماگمایی به سمت شمال و تشکیل کمربند ماگمایی طارم–قره‌داغ شده است.آگارد و همکاران (Agard et al., 2011) نیز فعالیت ماگمایی در منطقه طارم را کمان ماگمایی ارومیه– دختر هم‌زمان دانسته و آن را به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت داده‌اند.

بنابراین، با توجه به رژیم ماگمای زمین‌ساخت حاکم بر این بخش از البرز در زمان سنوزوئیک، به نظر می‌رسد که توده گرانیتوئیدی خراسانلو در یک محیط کششی پس از ائوسن و از ذوب‌بخشی پوسته فرورونده به صورت گرانیتوئید نوع A تشکیل و به درون واحدهای سنگی ائوسن تزریق‌شده باشد.

به طور کلی، چنین به نظر می‌رسد که در منطقه مورد بررسی، فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و در پی بسته‌شدن حوضه‌های پشت‌کمانی پس از برخوردی، یک محیط کششی ایجاد شده که در ادامه سبب بالا آمدن وتورم آستنوسفر شده است. در ادامه، در اثر برداشته‌شدن فشار ذوب‌بخشی در سنگ‌های آذرین پوسته زیرین اتفاق افتاده و همین عامل سبب ایجاد توده گرانیتوئیدی منطقه بوده است (شکل ۱۲).

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023



شکل ۱۲. مقطع عرضی از الگوی شماتیک پیشنهادی برای فرضیه تکتونوماگمایی و سازوکار تشکیل گرانیتوئیدهای نوع A_2 خراسانلو

Fig. 12. Proposed schematic cross section model for the tectonomagmatic scenario and the mechanism of formation of A_2 type Khorasanlu granitoids

نتیجه‌گیری

با توجه به مجموع اطلاعات ارائه‌شده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی توده گرانیتوئیدی خراسانلو زنجان در مورد ماهیت، منشأ و محیط تشکیل توده مزبور، نتایج زیر به دست آمد:

توده گرانیتوئیدی خراسانلو احتمالاً بعد از ائوسن در فاصله ۷۵ کیلومتری (فاصله مستقیم) جنوب‌شرق زنجان و در بین سنگ‌های ائوسن منطقه نفوذکرده است و دارای طیف ترکیبی کونزونیت، کوارتز مونزونیت و گرانیت است. داده‌های زمین‌شیمیایی بیانگر آنومالی منفی Nb و Ta در نمونه‌های مورد بررسی است که می‌تواند نشانه آلایش پوسته‌ای ماگمای مادر آنها باشد. گرانیتوئیدهای مورد بررسی دارای ویژگی‌های گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای تا گرانیتوئیدهای کمان بوده و از نوع گرانیتوئیدهای نوع A_2 هستند که در یک محیط پس از برخورد در حاشیه فعال قاره‌ای شکل‌گرفته است. بر اساس کلیه شواهد به دست آمده از این پژوهش، به نظر می‌رسد که حوضه‌های پشت‌کمانی تشکیل‌شده پس از برخورد اوراسیا و ایران مرکزی در این بخش و در پی بسته‌شدن آنها و فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و در پی آن محیط کششی ایجاد شده، سبب تورم و بالا آمدن آستنوسفر در این منطقه شده است. گرمای حاصل از ذوب آستنوسفر سبب ذوب‌بخشی پوسته زیرین شده و در نهایت ماگمای تشکیل‌دهنده گرانیتوئیدهای مورد بررسی از این ماگما به دست آمده‌اند.

DOI: 10.22067/econg.2022.70403.1023

قدردانی

این پژوهش نتیجه انجام پژوهشی با عنوان "بررسی سنگ‌شناسی و مشخصات فنی توده آذرین درونی امیر زنجان به عنوان سنگ ساختمانی" در دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان است؛ لذا، بدین‌وسیله از معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان قدردانی می‌شود.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافعی توسط نویسنده بیان نشده است.

1. LREE
2. HREE
3. MALI: Modified Alkali Lime Index
4. ASI: Aluminum saturation index
5. Slab break off
6. SCML: subcontinental mantle Lithosphere

References

Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi M. and Qorashi, M., 2003. Accommodiation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Northern Iran. Journal of Structural Geology, 25(5): 659–672. http://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0

Aliani, F., Maanijou, M., Sabori, Z. and Miri, M., 2018. Petrology and geochemistry of some granitoid and intermediate rocks in southwest of the Qorveh area (Kurdistan). Petrology, 9 (1): 21–44. (in persian). https://doi.org/10.22108/ijp.2018.100707.1000

Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: a new record of the Gondwana break-up in Iran. Lithos, 151(1): 122–134. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.015

Agard, A., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: A subduction-dominated process. Geological Magazine, 148(5–6): 692–725. https://doi.org/10.1017/S001675681100046X

Arslan, M. and Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrology and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27(2): 177–193. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.03.002

Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental area in the Alborz Ranges, N-Iran. Lithos, 148: 98–111. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014

Azizi, H., Kazemi, T. and Asahara, Y., 2017. A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. Journal of Geodynamics, 108: 56–72. https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.003

Badr, A., Davoudian, A.R., Shabanian, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Dong, Y. and Yamamoto, K., 2018. A- and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism. Lithos, 300–301: 86–104. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.008

Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-Plutonic episodes in Iran. American Geophysical Union, In: H. K. Gupta, F. M. Delany (Editors), Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution, American Geophysical Union, Washington DC, pp. 5–32. Retrieved January 1, 1981 from https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/GD003p0005

Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth sciences, 2(18): 210–265. https://doi.org/10.1139/e81-019

Black, R. and Liegeois, J.P., 1993. Cratons, Mobile belts, Alkaline rocks sand continental lithospheric mantle, epanafrin, testimony. Journal of Geological Society, Londen 150 (1): 89–98. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0088

Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97 (1–2): 1–29. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007

Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurts, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Chapman & Hal, London, 450 pp.

Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtarmagmatic assemblage, SouthwesternKerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. Lithos, 115(1–4): 190–204. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.002

Darvishzadeh, A., 1991. Geology of Iran. Neda, Tehran, 901 pp.

Davies, H.J. and Von Blanckenburg, F., 1995. Slab break off: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogenes. Earth and planetary science letters, 129(1-4): 85–102. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29(1–4): 183–210. https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0

Deng, X., Peng, T. and Zhao, T., 2016. Geochronology and geochemistry of the late

Paleoproterozoic aluminous A-type granite in the Xiaoqinling area along the southern margin of the North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications. Precambrian Research, 285: 127–146.
https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.013

Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids, petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20(7): 641–644. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2

Eby, G.N., 2011. A-type granites: magma sources and their contribution on the growth of the continental crust. 7th Hutton Symposium on granites and related rocks, Avila, Spain, abstract volume, 50–51.

Emami, M.H., 1981. Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central. Ph.D. Thesis, University of Grenoble, France, Paris, 489 pp.

Ernst, R.E., 2014. Large igneous provinces. Cambridge University Press, Cambridge, 653 pp. https://doi.org/10.1017/CBO9781139025300

Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Colins, W.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. Journal of Petrology, 42(11): 2033–2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Frost, B.R. and Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. Journal of Petrology, 49(11): 1955–1969. https://doi.org/10.1093/petrology/egn054

Frost, C.D. and Frost, B.R., 2011. On Ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. Journal of Petrology, 52(1): 39–53.
http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq070

Hari, K.R., Manu Prasanth, M.P., Swarnkar, V., Vijaya Kumar, J. and Randive, K.R., 2018. Evidence for the Contrasting Magmatic Conditions in the Petrogenesis of A-type Granites of Phenai Mata Igneous Complex: Implications for Felsic Magmatism in the Deccan Large Igneous Province. Journal of the Indian Institute of Science, 98(1–4): 379–399. https://doi.org/10.1007/s41745-018-0079-z

Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Houshmand-Zadeh, A., 1966. Geology of the Tarom District, Western Part (Zanjan area north-west Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, 31 pp.

Honarmand, M., Li, X.H., Nabatian, G. and Neubauer, F., 2017. In-situ zircon U-Pb age and Hf-O isotopic constraints on the origin of the Hasan-Robat A-type granite from Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for reworking of Cadomian arc igneous rocks. Mineralogy and Petrology, 111(5): 659–675.
https://doi.org/10.1007/s00710-016-0490-y

Hosseiny, M., 1990. Geological map of Abhar 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran. (in Persian)

Housmann, G.A., McKenzie D.P. and Molnar P.J., 1981. Convective instability of a thickend boundry layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. Journal of Geophysical Research, 86(B7): 6115–6132. https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06115

Ilbeyli, N., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2004, Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. Lithos, 72(3-4): 163–182.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.10.001

Jamei, S., Ghorbani, M., Jafari, A., Williams, I.S. and Moayyed, M., 2021. Geochronology and tectonic significance of A-type granite from Misho, NW Iran: Implications for the detachment of Cimmeria from Gondwana and the opening of Neo-Tethys. Geological Journal, 56(10): 5275–5289.
https://doi.org/10.1002/gj.4236

Jowitt, S.M. and Ernst, R.E., 2013. Geochemical assessment of the metallogenic potential of Proterozoic LIPs of Canada. Lithos, 174: 291–307.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.03.026

Kalantari, K., Kananian, A., Asiabanha, A. and Eliassi, M., 2008. Source and tectonic setting of zarjebostan (NE OF Qazvin) Paleogene volcanic rocks using REE and HFSE elements. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 17(68): 140–149. (in Persian)
http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2009.57853

King, P.I., White, A.J.R., Chappell, B.W. and Allen, M.C., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold Belt South-eastern Australia. Journal of Petrology 38(3): 371–391.
https://doi.org/10.1093/petroj/38.3.371

Mansouri Esfahani, M., Kochhar, N. and Gupta, L.N., 2010. A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance. Journal of Asian Earth Sciences, 37(3): 207–218. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.05.010

Martin, R.F., 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. Lithos, 91(1–4): 125–136. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.012

McDonough, W.F. and Sun, S.-s., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120(3–4): 223– 253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. Longman, London, 266 pp.

Moine-Vaziri, H., 1985. Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. Ph.D. Thesis, University of Paris, Paris, France, 278 pp.

Moine-Vaziri, H., 1996. An Introduction to Magmatism in Iran. Kharazmi University Press, Tehran, 440 pp.

Moreno, J.A., Molina, J.F., Montero, P., Anbar, M., Scarrow, J.H., Cambeses, A. and Bea, F., 2014. Unraveling sources of A-type magmas in junvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, Southern Sinai, Egypte. Lithos, 192–195: 56–85. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.01.010

Nabavi, M.H., 1976. History of Iran Geology. Geological Survey and Mineral Exploration Country, Tehran, 109 pp.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), andesites: orogenic andesites and related rockes. John Wiley and Sons, England, Chichester, pp. 525– 548. Retrieved Jun 4, 2017 from https://orca.cardiff.ac.uk/8625/

Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (Editors), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, pp. 230–249. Retrieved Jun 4, 2017 from https://orca.cardiff.ac.uk/8626/

Pearce, J.A., Harris, B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element of discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956–983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63–81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Plank, T., 2005. Constraints from thorium/lanthanium on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. Journal of Petrology, 46(5): 921–944. https://doi.org/10.1093/petrology/egi005

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Publishing House, Longman Group, United Kingdom, 352 pp.

Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: H.D. Holland and K.K. Turekian, (Editors), Trestise on Geochemistry. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64. http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4

Sabzehei, M., 1974. Les melanges ophiolitiques de la region d Esfandagheh (Iran meridional). Et ude petrographique et structurale. Ph.D. Thesis, University of Grenoble, Paris, France, 300 pp.

Sadeghian, M., Bouchez, J.L., Ne´de´lecb, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M.V., 2005. The granite pluton of Zahedan (SE Iran): A petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. Journal of Asian Earth Sciences, 25(2): 301–327. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.03.001

Shabanian, N., Davoudian, A.R., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Genser, J., Gong, Y. and Lee, J.K.W., 2020. Petrogenesis of the Carboniferous Ghaleh-Dez metagranite, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: constraints from new zircon U-Pb and 40Ar-39Ar age and Sr-Nd isotopes. Geological Magazine, 157(11): 1823–1852. https://doi.org/10.1017/S0016756820000096

Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y. and Liu, X., 2018. U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan Zone of

western Iran. Precambrian Research, 306: 41–60. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037

Shafaii Moghadam, H., Li, X.H., Ling, X.X., Stern, R.J., Zakikheder, M., Chiaradia, M., Ghorbani, G. Arai, S. and Tamura, A., 2015. Devonian to Permian evolution of the Paleo-Tethys Ocean: New evidence from U–Pb zircon dating and Sr–Nd–Pb isotopes of the Darrehanjir–Mashhad ophiolites, NE Iran. Gondwana Research, 28(2): 451–904. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.009

Stöcklin, J., 1997. Structural Correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Société géologique de France, Paris, 1(8): 333–353. Retrieved August 8, 2016 from https://www.scirp.org/(S(lz5mqp453edsnp55rrgjct55))/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1842035

Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special, 42(1): 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Valizadeh, M.V., Abdollahi, H.R. and Sadeghian, M., 2008 Geological investigations of main intrusions of Central Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 17(67): 182–197 .(in Persian with English abstract) http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2009.57829

Wang, Y., Yang, Y.Z., Siebel, W., Zhang, H., Zhang, Y.S. and Chen, F., 2020. Geochemistry and tectonic significance of late Paleoproterozoic A-type granites along the Southern margin of the North China Craton. Scientific Reports, 10(86): 1–15. https://doi.org/10.1038/s41598-019-56820-1

Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4): 407–419. https://doi.org/10.1007/BF00402202

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1): 185–187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic petrology. Prentice-Hall, New Jersey, 697 pp.

Xu, C., Huang, Z., Qi, L., Fu, P., Liu, C., Li, E. and Guan, T., 2007. Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panxi region, Sichuan Province, southwestern China: Implications for their generation. Journal of Asian Earth Sciences, 29 (5–6): 737–750. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.03.013

Yajam, S. and Ghalamghash, J., 2019. A-type granites of North Sanandaj-Sirjan zone, new observation, new classification. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 29(114): 221–320. (in Persian with English abstract) http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2018.125685.1436

Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M.R. and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. Journal of Structural Geology, 28 (11): 2023–2037. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020

Zhang, H.F., Parrish, R., Zhang, L., Xu, W.C., Yuan, H.L., Gao, S. and Crowley, Q.G., 2007, A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan–Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination. Lithos, 97(3–4): 323–335. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.002

Zhang, C.L. and Zou, H.B., 2013. Permian A-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? Lithos 172–173: 47–60. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.001